

Laura Medeiros da Costa Pereira

**ESTUDO DAS AURÉOLAS TERMAIS E PROCESSOS DE FUSÃO GERADOS NA
INTERFACE DIQUES BÁSICOS CRETÁCEOS DO ENXAME DE DIQUES DE
FLORIANÓPOLIS E ENCAIXANTES GRANÍTICAS NEOPROTEROZOICAS DO
BATÓLITO FLORIANÓPOLIS, SC**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em
Geologia do Centro de Filosofia e Ciências
Humanas da Universidade Federal de Santa
Catarina como requisito parcial para a obtenção do
Título de Bacharela em Geologia.
Orientadora: Prof.^a Dr.^a Luana Moreira Florisbal.

Florianópolis

2017

Ficha de identificação da obra

Pereira, Laura Medeiros da Costa

Estudo das auréolas termais e processos de fusão gerados na interface diques básicos cretáceos do Enxame de Diques de Florianópolis e encaixantes graníticas neoproterozoicas do Batólito Florianópolis, SC / Laura Medeiros da Costa Pereira ; orientadora, Luana Moreira Florisbal, 2017.

96 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Graduação em Geologia, Florianópolis, 2017.

Inclui referências.

1. Geologia. 2. Auréolas termais. 3. Enxame de Diques de Florianópolis. 4. Batólito Florianópolis. 5. Back veining. I. Moreira Florisbal, Luana. II. Universidade Federal de Santa Catarina. Graduação em Geologia. III. Título.

Laura Medeiros da Costa Pereira

**ESTUDO DAS AURÉOLAS TERMAIS E PROCESSOS DE FUSÃO GERADOS NA
INTERFACE DIQUES BÁSICOS CRETÁCEOS DO ENXAME DE DIQUES DE
FLORIANÓPOLIS E ENCAIXANTES GRANÍTICAS NEOPROTEROZOICAS DO
BATÓLITO FLORIANÓPOLIS, SC**

Este Trabalho de Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de Bacharela em Geologia e aprovado em sua forma final pela Coordenação de Graduação em Geologia.

Florianópolis, 29 de novembro de 2017.

Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento
Coordenador do Curso

Banca Examinadora:

Prof.^a Dr.^a Luana Moreira Florisbal
Orientadora
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Dr. Breno Leitão Waichel
Universidade Federal de Santa Catarina

Dr. Lucas Del Mouro
Universidade Federal de Santa Catarina

À todas as brasileiras e brasileiros, que não deixem de acreditar e lutar por dias melhores!

AGRADECIMENTOS

Olho para trás e percebo quão grata sou à minha vida e às pessoas que nela passaram. Portanto, dedico este trecho àquelas que me ajudaram nesta jornada de crescimento pessoal e profissional. Pois nada se faz só, o coletivo, a família e as amizades nos fazem ser o que somos, e não foi diferente com este trabalho, que tive a sorte de ter apoio de diversas pessoas queridas.

Certamente, meu primeiro agradecimento se dá às pessoas que me ensinaram os primeiros passos, Maristela Della Rocca Medeiros (mãe) e Sergio da Costa Pereira (pai). Gratidão por todo apoio que tive ao longo da infância, adolescência até os dias de hoje. A vivência dentro da UFSC desde muito pequena, o gosto pela leitura, a paixão pela música, e artes no geral, tornaram-me uma pessoa mais sensível às coisas da vida. Agradeço também por entenderem minhas ausências ao longo deste trabalho, o meu humor muitas vezes alterado, minha sensibilidade aflorada, e afins. Obrigada realmente por este amor incondicional! Também agradeço imensamente à minha segunda mãe a madrinha Regina Helena Seabra, e ao segundo pai, o padrinho Fernando Seabra, que se fizeram presentes durante toda essa jornada, e sempre me apoiaram com muito amor! E aos demais parentes, tios, tias e avós queridas, em especial à minha primeira professora de matemática, a vovó materna Wilma (*in memoriam*), que tanto amor deu aos netos em forma de carinho, ensinamentos e comidas maravilhosas. À querida vovó Maria, por todas as histórias de suas andanças pelo mundo, e os ensinamentos com tamanha lucidez ao se encontrar tão bem em seus plenos 91 anos de idade.

Às minhas queridas irmãs e meu querido irmão, Isadora Medeiros da Costa Pereira (Isa), Mônica da Costa Pereira (Moni) e Pedro da Costa Pereira (Nego). O amor que tenho por vocês me movimenta, e me faz seguir adiante! Vocês são seres mais do que especiais para mim – vai além da mais pura amizade. Aprendi com vocês os primeiros ensinamentos de vida: a compartilhar, saber dar valor às coisas, saber pedir perdão e perdoar. E agradeço também ao mais novo serzinho de nossas vidas, a quem sinto um amor gigante, minha querida sobrinha Pietra, filha de Pedro, que renova os ares de nossa família com seu mundo de criança.

À UFSC que me acolheu ao longo desses anos, desde muito pequena (Do NDI até o final de minha graduação). Toda a estrutura, viabilizada especialmente por todas as trabalhadoras e trabalhadores terceirizados encarregados pela recepção, limpeza, segurança, pelo Restaurante Universitário (RU) que me forneceu tantos almoços e jantares, ao longo de todo esse período, obrigada! É importante lembrar sempre dessas pessoas tão comumente “invisibilizadas”, e que são elas parte essencial para o funcionamento de nossa Universidade. Também agradeço às políticas de permanência que me proporcionaram uma vida com mais qualidade durante a graduação, por meio de bolsas.

Agradeço também ao PFRH (Programa de Formação em Recursos Humanos, Petrobrás), por me permitir a trabalhar num projeto de pesquisa em boa parte de minha graduação, o qual foi fundamental para minha formação estudantil.

Agradeço imensamente às professoras e professores da geologia que contribuíram para minha formação. Em especial à querida professora, orientadora e amiga Luana Florisbal (Lua). Obrigada por todo aprendizado, por todo carinho e dedicação ao longo deste processo. Sinto-me eternamente grata pela oportunidade de realizar este trabalho ao seu lado, que muito fez me apaixonar pela temática escolhida. Por toda a paciência em diversos momentos difíceis, por todas as conversas e conselhos, tanto sobre questões acadêmicas, como pessoais, que me empoderaram muito! Gratidão! És mulher e geóloga, num mundo em que precisamos muito nos fortalecer: sinto-me muito bem representada. Obrigada também às/aos demais colaboradoras/es de conhecimento, em especial: os professores Arthur Nanni e Breno Waichel e professoras Manoela Bállico e Liliana Osako, por todas as boas conversas e também apoio quando precisei. Ao Lucas Del Mouro, por todo carinho e contribuição ao longo deste trabalho. Obrigada!

Às queridas amizades e amores, em especial agradeço imensamente ao Jaime Weber Hadlich, melhor amigo e companheiro. Obrigada por toda a paciência nestes dias difíceis e oscilantes, em que ora estive pulando de alegria, ora estive do avesso. E por todo apoio, carinho e cuidado recebidos de ti. Amo-o muito! À Gabriela Koen (Gabi), grande amiga e parceira de muitas aventuras desde a adolescência, obrigada por tudo! Sobretudo, pelas ótimas discussões sobre política, música, literatura, filmes, sobre amor e vida no geral. Aprendi muito ao longo desses quase nove anos de amizade, e ainda continuo aprendendo. Gracias, mi amor! E às queridas que conheci por você, Emília (Mila), Natasha, Tsamiyah e Fernando (Fer), obrigada por todos os encontros maravilhosos, também regados a boas conversas sobre assuntos variados, que tanto me inspiram e me tornam uma pessoa melhor. Obrigada ao querido Thomas Hanauer, que embora distante neste momento, jamais esquecerei de nossas peripécias (e torço pelas muitas que ainda virão). Ao Rodrigo Flesch, por anos de amizade e todo apoio em minhas escolhas de vida quando mais nova. Gratidão por acreditarem e me fazerem acreditar mais em mim.

Às “amizades geológicas” que fiz ao longo da graduação, tanto na UFSC quanto pelo Brasil, em encontros estudantis e congressos. Foram muitos amores, uns que ficarão e outros que talvez não. De qualquer forma, gratidão por passarem por minha vida. Por me fazerem enxergar a geologia com estes olhos apaixonados. Camila (Laiks), querida e amada amiga, a primeira amizade que fiz no curso. Obrigada por todas as conversas, todo o apoio ao longo deste trabalho e os ótimos conselhos, além de todas as discussões que só nos fizeram crescer e melhorar. Às Amoras da Geo, que carinhosamente apelidei, por serem mulheres incríveis e que amo muito: Carolina Peixoto, Maiara Rech, Alina, Maria Eduarda (Duda), Ana Claudia Canela (Ana Cravo e Canela), Manuela Bahiense (Manu), Rossana, Carolina Pereira (Qrol) e Fabiane (Fabi); obrigada por todos os encontros recheados de muito amor, geologia e boa música! Gratidão eterna por estes momentos, queridas e maravilhosas geólogas (e futuras geólogas) que tanto me inspiram! Em especial, grata demais pelo apoio incrível que vocês me deram neste período, as mensagens amorosas e fortalecedoras que recebi, fazem meus olhos “chover”. Muito amor envolvido! À toda turma 2012 por estes anos de convivência, em especial à Caroline Muller, por essa amizade doce, com sorrisos leves; Joaquim Pedro, obrigada por todas as ótimas conversas tanto sobre política, sobre vida, como geologia; Maick, por todos os ensinamentos com o microscópio (principalmente nesta etapa do TCC para tirar as fotomicrografias), além de dicas valiosas de petrologia ígnea, obrigada; Camila Souza, pela parceria e apoio na atividade de campo deste trabalho; e demais colegas, Felipe Peruchi, Mariana (Mari), Monica, Elisa, João André, aos Antônio queridos (Marcon e Cosme), Regiane, Golin, Fiuza, Leila, Jean, Rodrigo, Matheus, ao Douglas (Leite) considerado membro da turma por se fazer sempre presente, enfim, todos e todas, muito obrigada! Às minhas eternas veteranas que tanto me ajudaram e auxiliaram ao longo da graduação, com as quais por vezes tive a oportunidade de dividir sala: Marciéli (Marci), obrigada por todas as ótimas conversas e principalmente pelo apoio neste processo todo, sempre atenciosa e verdadeira, te amo amiga! À Dany Caetano, amiga-irmã, admiro muito e amo - amizade para a vida. Gracias! E beijos ao querido Mauro também, que te acompanha; grande amigo a quem quero por perto também! E ao pequeno Fernando, ser de luz. Às demais meninas, Ingrid Hadlich (Gui), por tantas ótimas conversas e risadas, e Isabela Coutinho (Bela), obrigada por tudo! Obrigada também ao querido amigo permacultor Igor, por todas as ótimas discussões e aprendizados. Grata às companheiras e companheiros de centro acadêmico (CAMP), Luis Henrique (Luis Alves), amor eterno por esta amizade que se firmou. Grata por todo carinho e apoio ao longo destes anos de CAMP e de geologia! À Luiza e Bruna, queridas amigas que o CA aproximou de mim, obrigada por todo apoio ao longo deste trabalho. Aos guris, Gabriel, Bozo, Infinito, Big, Varejão, Henrique Schmidt, Esteves, Bampi, Salum, Masnik, Bernoia e tantos outros, obrigada! Aprendi demais com vocês ao longo desse tempo de movimento estudantil. E àquelas que deixei de citar, mas que certamente estão em meu coração!

“Que nada nos limite. Que nada nos defina. Que nada nos sujeite. Que a liberdade seja a nossa própria substância.” (releitura de Simone de Beauvoir, 1960).

RESUMO

A investigação de auréolas termiais em corpos intrusivos e suas decorrências em diferentes rochas encaixantes tem sido tema de interesse de vários pesquisadores. A compreensão dos processos de fusão decorrentes da atividade destas auréolas termiais é ainda campo de disputa entre grupos que trabalham especificamente com processos termiais locais (pirometamorfismo) e grupos que abordam o assunto como um processo de migmatização de pequena escala (*back veining*). Independente da linha de abordagem, o reconhecimento de zonas de fusão causada por intrusões magmáticas tem sido mais estudado quando é também mais evidente, ou seja, nos casos em que a rocha encaixante é de origem sedimentar ou metamórfica. Nestes casos, se há fusão nas bordas do corpo ígneo, não existe muita dúvida que este processo se desencadeou pelo posicionamento deste corpo. Contudo, quando a rocha encaixante é outra rocha ígnea, e, sobretudo se a fusão é extensiva, é muito comum a confusão das evidências destes efeitos térmicos com aquelas geradas no desenvolvimento de diques sinplutônicos. Neste contexto, o Batólito Florianópolis é caracterizado por uma diversidade de granitoides de idade neoproterozoica, frequentemente associados ao magmatismo máfico sincrônico, que são intrudidos por uma série de diques máficos eo-cretáceos. Na região costeira compreendida entre as praias de Garopaba e do Silveira afloram os granitoides da Suíte Paulo Lopes, que abrange monzo- a sienogranitos e granodioritos porfiríticos. Intrusivos neste conjunto ocorrem 19 diques máficos. Na região de contato entre diques e rochas graníticas encaixantes, é comum a ocorrência de feições que atestam relações de mútua intrusão e contemporaneidade entre magmas, como contatos sinuosos, difusos e interativos. Dado o contraste de idades dos granitos encaixantes (630-620 Ma) e dos diques (134 Ma), fica evidente que a relação de contemporaneidade entre os magmas se dá através de processos de fusão das encaixantes graníticas em decorrência da intrusão dos diques básicos. As feições que evidenciam a presença de fusão, mais frequentemente observadas, são o aumento progressivo do volume de matriz nas rochas graníticas quando próximo aos diques, comumente acompanhado de corrosão dos cristais maiores, o que acarreta a perda da identidade textural original; zonas de reação entre os dois magmas que interagem, o que gera clorita e sericitização do plagioclásio; redução do volume de biotita nos granitoides e existência de bolsões de fusão e líquido intersticial entre os grãos dos granitoides. Também são identificadas texturas típicas de processos de fusão, como granófiros, filmes de *melt* e *string of beds* ao longo dos limites dos cristais reliquiais. Com o desaparecimento das biotitas nas rochas granitoides nas zonas de fusão, as temperaturas estimadas no processo de fusão são da ordem de 750°C, temperatura de quebra das biotitas.

Palavras-chave: Auréolas termiais. Enxame de Diques de Florianópolis. Batólito Florianópolis. *Back veining*.

ABSTRACT

A search of thermal aureoles in intrusive bodies and their consequences in different country rocks has been the subject of interest of several researchers. An understanding of the melting processes arising from the activity of such thermal aureoles, is still a field of discussion between groups working specifically with local processes (pyrometamorphism) and groups that approach the subject as a small-scale (back veining) migmatization process. Regardless the line of approach, the recognition of melting zones caused by magmatic intrusions has been more studied when it is also more evident, that is, in cases where the country rock is sedimentary or metamorphic. In these cases, if there is melting at the edges of the igneous body, there is not much doubt that this process had originated by the emplacement of this body. However, when the country rock is another igneous rock, and especially if the melting is extensive, it is very common to confuse the evidence of these thermal effects with those generated in synplutonic dykes. In this context, the Florianópolis Batholith is characterized by a diversity of granitoids of neoproterozoic age, often with coeval mafic magmatism, that are intruded by a series of eo-cretaceous mafic dykes. In the coastal region between the beaches of Garopaba and Silveira, the granitoids of the Paulo Lopes Suite outcrop, which encompasses porphyritic monzo to syenogranites and granodiorites. Intrusive in these set occur 19 mafic dykes. In the region of contact between dykes and granitic rocks, it is common the occurrence of features that attest to mutual relations of intrusion and coeval magmas, as sinuous, diffuse and interactive contacts. Given the contrast between the ages of the granitic country rocks (630-620 Ma) and the dykes (134 Ma), it is evident that the coeval relationship between the magmas occurs through processes of melting of the granitic country rocks due to the intrusion of basic dykes. The features that evidence the presence of melting, more often observed, are the progressive increase of the granitic rocks matrix volume when close to the dykes, usually accompanied by corrosion of the larger crystals, which causes the loss of the original texture identity; zones of reaction between the two magmas that interact, which generates chlorite and sericitization of the plagioclase; reduction of the biotite volume in the granitoids and existence of pocket melt and interstitial melt between granitoid grains. Typical textures of melting processes are also identified, such as granophyres, melt films, and string of beads along reliquiar crystal contacts. With disappearance of the biotite in the granitoid rocks in the melting zones, the estimated temperatures in the melting process are of the order of 750°C, breakdown temperature of the biotite.

Keywords: Thermal aureole. Florianópolis Dyke Swarm. Florianópolis Batholith. Back veining.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa simplificado da localização da área de estudo com pontos de campo ilustrados. Estado de Santa Catarina, região Sul do Brasil, município de Garopaba.	27
Figura 2 - Orotfoto localização com pontos de campo. Imagem retirada do banco de dados SIGSC, por meio da Secretaria de Estado do Desenvolvimento Econômico Sustentável (SDS) do Governo do Estado de Santa Catarina.	28
Figura 3 - Exemplo de auréola de metamorfismo de contato no entorno de Onawa, Plúton Maine nas Montanhas Apalachianas. Um mapa do plúton de graniodiorito Onawa e as zonas de auréola de contato que o envolve. Ardósia: rocha hospedeira em que o magma foi colocado sob a experiência prévia de metamorfismo regional com o desenvolvimento de assembleia mineral de baixo grau.	33
Figura 4 - Diagrama temperatura <i>versus</i> pressão com delimitação das fácies metamórficas e o ponto triplo de aluminossilicatos. Fácies sanidinita no canto direito inferior da figura, representa metamorfismo de alta temperatura e baixas pressões, típicas de alto grau de metamorfismo de contato.	36
Figura 5 - Grade petrogenética temperatura <i>versus</i> pressão, indicando abaixo o campo de geração das rochas pirometamórficas. Região em vermelho corresponde à fácies sanidinita sob metamorfismo de contato de altas temperaturas em contraste com as rochas da fácies granulito a altas pressões.	37
Figura 6 - Diagrama simplificado de fusão parcial em um modelo de sistema ternário (ABC). São representadas três fases sólidas (a, b e c), as composições fora das quais são representadas por membros finais do sistema.	39
Figura 7 - Mapa simplificado com apenas os pontos onde foram realizadas as amostragens.	46
Figura 8 - Cinturão Dom Feliciano na porção meridional da Província Mantiqueira. Quadrado em amarelo, em destaque para a área de trabalho na região do município de Garopaba, próximo à Florianópolis.	50
Figura 9 - Principais unidades geotectônicas da região sul do Brasil, na região meridional da Província Mantiqueira segundo Chemale Jr et al., (1995) em (a), com destaque (b) à Suíte Paulo Lopes, no Batólito Florianópolis (granitoides neoproterozoicos) a sul do Escudo Catarinense.	52
Figura 10 - Mapa geológico da região de Garopaba-Paulo Lopes. Litologias pertencentes ao Batólito Florianópolis, Suíte Paulo Lopes, sendo Granitoides Garopaba e Granito Paulo Lopes, bem como diques máficos cretáceos ao longo do costão da Praia do Silveira.	55

Figura 11 - Mapa de amostragem e perfis traçados em campo. (A) Perfil 3: representado pela cor amarela, situado em pequenos morros a oeste. (B) Perfil 1: cor rosa, saindo tão logo do costão em direção ao continente. (C) Perfil 2: cor azul, região mais a norte da área de estudo.	62
Figura 12 - Mapa geológico da Suíte Paulo Lopes no costão entre a Praia do Silveira e de Garopaba com indicações dos pontos de campo do projeto 2017, além de pontos antigos de Florisbal et al., 2005.....	63
Figura 13 - Afloramento de diques básicos no costão da Praia do Silveira na seção sul (ponto GS-11; Fig. 12). (A) Foto aérea em escala 1:3000, utilizada na confecção do croqui dos Granitoides Garopaba em contato com o dique básico, com a delimitação das feições de fusão em laranja. (B) Apófise dos Granitoides Garopaba fundido no Gabro Silveira (líquido gerado na fusão) rico em matriz fina.	65
Figura 14 - Afloramento de diques básicos no costão da Praia do Silveira (ponto GS-07; Figura 12). (A) Foto aérea em escala 1:3000, utilizada na confecção do croqui do Granito Paulo Lopes em contato com dique básico. O croqui esquemático apresenta a delimitação da fusão ao longo dos contatos principais entre as litologias (laranja). (B) Contatos irregulares entre apófise de granito fundido e o dique básico. O último com assimilação parcial do granito fundido.	67
Figura 15 - Mapa de zonas que delimitam espacialmente a fusão ao longo dos pontos descritos, a partir de análises de campo e macroscópicas.....	68
Figura 16 - Afloramento GS-11 constituído de Granitoides Garopaba em contato com o Gabro Silveira. (A) Detalhe para os contatos interdigitados das apófises de granito fundido em direção ao Gabro Silveira. (B) Perfil de coleta de amostras (C) – contato direto com o GS, com ampla ocorrência de cristais reliquiais de quartzo e feldspatos circundados por matriz fina a vítrea; (D) - 80 cm de distância de GS, com cristais reliquiais e contatos embaiados e amplo desenvolvimento de matriz fina; (E) – 160 cm do GS cristais reliquiais e filmes de <i>melt</i>	70
Figura 17 - Afloramento GS-07 caracterizado por apófises de material fundido de Granito Paulo Lopes no interior de dique básico. (A) Injeções de material granítico fundido em dique básico. (B) Detalhe da foto A, mostrando o amplo desenvolvimento de matriz fina e cristais reliquiais do GPL. (C) Amostra de mão com destaque para os relictos de k-feldspato imersos em matriz fina abundante. (D) Amostra em detalhe com o contato reto do dique básico e GPL, também ilustrando em detalhe os relictos de k-feldspato. (E) Mútua intrusão entre GPL fundido e dique básico.....	72
Figura 18 - Feições de campo atestando a interação entre as fusões do Granito Paulo Lopes e os diques básicos. (A) Veios e vênulas do Granito Paulo Lopes fundido adentrando o dique	

básico. Notar a clara continuidade física das vênulas e veios com o Granito Paulo Lopes no contato, e destaque para os contatos interdigitados e irregulares das vênulas com o dique, atestando a contemporaneidade entre os magmas gerados na fusão e o dique (B) Detalhe do contato entre fusão granítica e diques básicos; observar aumento expressivo de matriz no granito quando mais próximo ao dique, e perda da textura porfirítica típica do granito. (C) *Pockets* de fusão com contatos difusos no dique com pedaços de basalto parcialmente assimilados e (D) *Pockets* de fusão com contatos difusos no dique com porções da fusão sendo assimiladas pelo dique. (E) Xenólitos parcialmente fundidos e de formas irregulares de Granito Paulo Lopes imersos no dique básico. (F) *Back veining* de espessura centimétrica e extensão visível métrica projetando-se ao interior do dique básico. Material fundido sem cristais reliquias, apenas *melt* remobilizado de textura fina..... 74

Figura 19 - Aspectos mesoscópicos dos Granitoides Garopaba (GG) e Granito Paulos Lopes, tanto em contato direto com o dique básico como em zonas afastadas dos contatos. (A) Contato reto do dique básico com os Granitoides Garopaba. Embora a textura heterogranular dos granitoides seja identificada, é notável a existência de maior volume de matriz e esta é diferente da matriz típica dos granitoides, pois possui textura mais fina e é homogênea. (B) GG com grande proporção de matriz fina com pequenas vênulas de material básico em seu interior de contatos irregulares, o que confere a rocha uma textura similar às rochas hipabissais. (C) Detalhe das fotos anteriores, mostrando a amostra coletada onde se nota o aumento da proporção de matriz, e cristais de feldspatos com contatos embaiados com esta matriz. (D) Em algumas porções o aumento de matriz não é tão notável e a textura dos GG se aproxima da original, com pouca matriz e cristais de k-feldspatos arredondados, plagioclásio euédrico e cristais de anfibólio preservados. (E) Ponto PLPL-09 e (F) PLPL-10, com feições de fusão mais, porém mais sutis que as identificadas nas zonas de ocorrência de *back veining*. Nestas amostras é possível ver o aumento da proporção de matriz, os cristais reliquias de quartzo e k-feldspato também são notórios nestas amostras, ora com formas arredondadas (parcialmente absorvidos), ora com formas euédricas..... 76

Figura 20 - Fotografias de amostras que atestam fusão, porém sem remobilização da matriz. (A) Granito Paulo Lopes coletado próximo ao costão, cujos cristais de quartzo e feldspato encontram-se arredondados e também euédricos em algumas porções; há aumento de volume matricial, porém sutil. (B) Detalhe para a textura e os relictos de k-feldspato parcialmente absorvidos. (C) Amostra coletada em ponto mais afastado dos diques básicos; vê-se feições, menos evidentes de fusão, sendo cristais arredondados de quartzto e k-feldspato e matriz heterogranular reativa com os relictos. 77

Figura 21 - Amostras do Granito Paulo Lopes retiradas de locais em direção ao interior do continente, em morros e colinas, a ~600m de distância dos diques básicos. (A) PLPL-14 demonstra o caráter heterogêneo original da rocha, porém mais sutil e com menor discrepância de tamanho entre os cristais de feldspato que demarcam a textura porfirítica com relação à matriz. Alguns agregados biotíticos ainda são visíveis. (B) A amostra apresenta o granito com contatos entre os cristais irregulares e também com sutil desaparecimento da textura original. A fusão aqui nestes pontos é menos evidente. 78

Figura 22 – Fotomicrografias dos Granitoides Garopaba em apófises que injetam para o interior dos diques básicos (GS-11). (A) Visão geral da amostra, marcada por textura porfirítica e megacristais corroídos, além de estarem imersos em matriz fina composta de granófiros. (B) Detalhe para a matriz composta por granófiros em diversos locais, indicados pela seta branca. Notar que o material gerado na fusão, os granófiros, muitas vezes se situam ao longo dos limites dos grãos dos cristais maiores, atestando a geração de *melt* ao longo destes contatos. (C) Ampla geração de matriz granofírica. (D) Detalhe da fotomicrografia anterior, mostrando também a textura gráfica da matriz. (E) Textura gráfica desenvolvida ao longo dos limites dos grãos, mostrando a migração do *melt* ao longo de ângulos diedros entre os cristais maiores, além de quartzo recristalizado na porção inferior da amostra. (F) Granófiros entre grãos de k-feldspato e quartzo. Todas fotomicrografias tomadas com nicóis cruzados. 81

Figura 23 - Amostra do Granito Paulo Lopes no ponto PLPL-05. (A) Filmes de *melt* migrando ao longo do limite dos grãos e adentrando fraturas dos megacristais, indicados pela seta branca (B) e *String of beds* identificadas ao longo dos limites dos grãos, representados pela seta amarela (A). (B) K-feldspato peritítico com filmes de *melt* ao redor dos cristais. Todas fotomicrografias tomadas com nicóis cruzados. 82

Figura 24 - Fotomicrografias de amostras do Granito Paulo Lopes no ponto GS-07. (A) Visão geral da rocha marcada por cristais reliquiares imersos em matriz abundante. Contatos essencialmente interlobados e corroídos com a matriz. (B) Matriz formada por pequenos cristais de quartzo e feldspato com cristal reliquiar de quartzo deformado, de contatos irregulares. (C) Contato difuso entre dique básico (direita da foto) e o material granítico fundido (esquerda da foto): textura porfirítica apenas com relíquitos dos megacristais originais arredondados e corroídos, e matriz abundante. (D) Detalhe para os megacristais ameboides e matriz fina abundante. (E) Megacristal de k-feldspato imerso em matriz fina. (F) Detalhe do megacristal com inclusão de granófiros (nanogranito/ *melt inclusion*). Todas fotomicrografias tomadas com nicóis cruzados..... 83

Figura 25 - Fotomicrografias com nicois cruzados e compensador de amostra do Granito Paulo Lopes no ponto PLPL-08. (A) Cristais reliquiais de quartzo e k-feldspato arredondados em matriz média a fina. Notar que o material da matriz migra ao longo dos limites dos grãos e das fraturas intracristalinas. (B) Mesma seção de A, porém com compensador: detalhe para os filmes de *melt* de material da matriz no interior dos grãos, como aponta a seta branca (B), além de *String of beds* na porção mais acima da seção, apontada pela pequena seta amarela (A). (C) *String of beds* (seta amarela) e migração de matriz para dentro dos grãos em ângulos diedros (setas brancas com projeção). (D) Zoom para megacristal e filmes de *melt* em seu interior... 84

Figura 26 - Fotomicrografias com compensador de amostras do Granito Paulo Lopes. (A) Detalhe de granófiro ao longo dos limites dos grãos entre quartzo e k-feldspatos, como aponta a seta branca. (B) Filme de melt (seta branca B) no interior de um relicto de k-feldspato. Todas fotomicrografias tomadas com nicois cruzados..... 85

Figura 27 - Fotomicrografias a nicois cruzados de Granitoides Garopaba e aspectos gerais da amostra. (A) Sob aumento de 10x, textura heterogranular, porém com contatos irregulares entre os grãos e matriz, e cristais parcialmente preservados; e (B) relictos de k-feldspato e quartzo com contatos corroídos e irregulares com a matriz média. 85

Figura 28 - Amostras do Granito Paulo Lopes longe do contato com os diques básicos. (A) Matriz do GPL, heterogranular e caracterizada pela presença de cristais ora bem formados de quartzo e k-feldspato, bem como cristais com contatos reativos, evidenciados quando corroídos (irregulares). (B) Filmes de *melt* no interior de um megacristal de plagioclásio, indicado por seta branca (B). Nota-se matriz fina ao redor deste cristal, além de contatos reativos entre os cristais e a matriz (corroídos a sulcados). Todas fotomicrografias tomadas com nicois cruzados. 86

Figura 29 - Granitoides da Suíte Paulo Lopes com texturas típicas longe dos contatos com os diques básicos. (A) Granito Paulo Lopes típico, caracterizados por megacristais de k-feldspato e agregados de biotitas que definem a foliação magmática da rocha. (B) Granitoides Garopaba com matriz heterogranular típica e cristais de k-feldspato com coroa de plagioclásio e cristais de quartzo destacado. 87

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Compilação de principais tipos de metamorfismo estudados, atrelando-os aos respectivos de extensão regional e local.	30
Quadro 2 - Principais fontes de soluções no metassomatismo hidrotermal.	33
Quadro 3 - Rochas pirometamórficas, tipos e gêneses principais.	35
Quadro 4 - Sob pressão atmosférica e condições anidras (<i>liquidus</i> anidra), temperaturas com que os magmas fundem.	40
Quadro 5 - Comportamento de minerais hidratados quando sofrem quebra e suas respectivas condições e produtos finais de fusão.	42

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Ab – Albita

ATi - Alto Titânio

BF – Batólito Florianópolis

BTi - Baixo Titânio

CCSb - Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro

CDF – Cinturão Dom Feliciano

Cm – Centímetros

E - Leste

EC – Escudo Catarinense

EDF – Enxame de Diques de Florianópolis

Fef - Fácies equigranular média a fina

Feg - Fácies equigranular média a grossa

Fp - Fácies porfirítica

GG - Granitoides Garopaba

GPL - Granito Paulo Lopes

GS – Gabro Silveira

K - Potássio

Kfs – K-feldspato

M – Metros

Ma - Milhões de anos

Na – Sódio

Nd - Neodímio

NE – Nordeste

NNE - Norte-nordeste

NW – Noroeste

Or – Ortoclásio

Pb - Chumbo

Pl – Plagioclásio

PLPL - Projeto Laura Paulo Lopes

PM – Província Mantiqueira

PMP - Província Magmática Paraná

Qtz – Quartzo

RC - Riolitos Cambirela

SAM - Suíte Águas Mornas

SE – Sudeste

SPG - Suíte Pedras Grandes

SHRIMP - *Sensitive High-Resolution Ion Microprobe*

SPL - Suíte Paulo Lopes

Sr – Estrôncio

SSPA - Suíte São Pedro de Alcântara

SSW - Sul-sudoeste

SVC - Suíte Vulcânica Cambirela

TIMS – *Thermal Ionization Mass Spectrometry*

U – Urânio

W - Oeste

ZCMG – Zona de Cisalhamento Major Gercino

ZCIP – Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	23
1.1	OBJETIVOS	24
1.1.1	Objetivo Geral	24
1.1.2	Objetivos Específicos.....	24
1.2	JUSTIFICATIVA.....	25
1.3	LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	26
2	REVISÃO CONCEITUAL	29
2.1	AURÉOLA TERMAL: O QUE É?.....	29
2.1.1	Mecanismos de formação de auréolas termais	29
2.1.1.1	Grades Metamórficas	31
2.1.1.2	Fácies Metamórficas.....	31
2.1.1.3	Metamorfismo de contato	32
2.1.1.4	Pirometamorfismo em rochas ígneas	34
2.1.1.4.1	<i>Fácies Sanidinita.....</i>	<i>36</i>
2.1.2	Processos de fusão: reações, composições e características físicas	37
2.1.2.1	Fusão: mecanismos e geração	37
2.1.2.2	Água: influência nas reações de fusão.....	40
2.1.2.2.1	<i>Quebras de minerais hidratados.....</i>	<i>41</i>
2.1.3	Reações do fundido: evidências microestruturais	42
2.1.3.1	Fusão de rochas em estado sólido	43
3	MATERIAIS E MÉTODOS	45
3.1	ETAPA DE CAMPO.....	45
3.2	AMOSTRAGEM E CONFECCÃO DE LÂMINAS	45
3.3	MICROSCOPIA ÓTICA.....	46
3.4	UTILIZAÇÃO DE SIG – SOFTWARE LIVRE QGIS®	47
4	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	49

4.1	CONTEXTO GEOTECTÔNICO REGIONAL.....	49
4.2	GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	53
4.2.1	Geologia da Suíte Paulo Lopes.....	54
4.2.2	Enxame de Diques de Florianópolis.....	57
4.3	FEIÇÕES DE INTERAÇÃO ENTRE AS LITOLOGIAS: CAMPO E MICROESTRUTURAIS.....	59
5	RESULTADOS.....	61
5.1	GEOLOGIA DA SUÍTE PAULO LOPES E DIQUES BÁSICOS INTRUSIVOS: RELAÇÕES DE CAMPO.....	61
5.1.1	Interações entre diques básicos e granitoides encaixantes: feições de campo	64
5.1.2	Delimitação das feições de fusão: zonas e subzonas	68
5.1.2.1	Zona (a): Fusão notável	69
5.1.2.1.1(i)	<i>Melt remobilizado.....</i>	69
5.1.2.1.2(ii)	<i>Melt aprisionado</i>	75
5.1.2.2	Zona (b): Fusão oculta.....	78
5.1.2.2.1(iii)	<i>Pequenas evidências de fusão ao longo dos grãos</i>	78
5.2	PETROGRAGIA.....	79
5.2.1	Zona (a): Fusão notável.....	79
5.2.1.1	(i) <i>Melt</i> remobilizado	79
5.2.1.2	(ii) <i>Melt</i> aprisionado	85
5.2.2	Zona (b): Fusão oculta	86
5.2.2.1	(iii) Pequenas evidências de fusão ao longo dos grãos	86
6	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	87
7	CONCLUSÃO	91
8	REFERÊNCIAS	93

1 INTRODUÇÃO

A investigação de auréolas termais em corpos intrusivos e suas decorrências em diferentes rochas encaixantes tem sido tema de interesse de vários pesquisadores (GRAPES, 2011). A compreensão dos processos de fusão decorrentes da atividade destas auréolas termais é ainda campo de disputa entre grupos que trabalham especificamente com processos termais locais e grupos que abordam o assunto como um processo de migmatização de pequena escala. Independente da linha de abordagem, o reconhecimento de zonas de fusão causadas por intrusões magmáticas tem sido mais estudado quando a rocha encaixante é de origem sedimentar ou metamórfica. Nestes casos, se há fusão nas bordas do corpo ígneo, não existe muita dúvida que este processo se desencadeou pelo posicionamento deste corpo. Contudo, quando a rocha encaixante é uma rocha ígnea, e, sobretudo se a fusão é extensiva, é muito comum a confusão destes efeitos térmicos com a geração de diques sinplutônicos. Nestes casos, é indispensável uma investigação geocronológica minuciosa, pois muitas vezes é a única ferramenta que pode elucidar a relação entre diques e/ou *sills* e encaixantes ígneas.

Neste contexto, o Batólito Florianópolis é caracterizado por uma diversidade de granitoides frequentemente associados ao magmatismo máfico sincrônico, controlados por tectônica transcorrente (FLORISBAL, 2007). Como parte do magmatismo precoce deste Batólito (630-620 Ma), a Suíte Paulo Lopes (SPL), assim denominada por UFRGS (1999) e Bitencourt et al., (2008), abrange três subunidades, com relações de contemporaneidade e cogeneticidade: o Granito Paulo Lopes (GPL), os Granitoides Garopaba (GG) e o Gabro Silveira (GS). Segundo Florisbal (2007), o Granito Paulo Lopes está disposto a NNE-SSW em faixas estreitas e alongadas, alternando-se com os Granitoides Garopaba. Intrusivos neste conjunto de granitos ocorrem 19 diques básicos (FLORISBAL, 2007). Na região de contato entre diques e rochas graníticas encaixantes, são observadas feições que atestam relações de mútua intrusão e contemporaneidade entre magmas, o que levou Florisbal (2005) e Florisbal et al., (2009) a interpretarem os diques como de idade neoproterozoica. Entretanto, Florisbal et al., (2014) apresentam dados de U-Pb em badeleíta dos diques básicos em 134 Ma, o que os desvincula do Neoproterozoico e atestam os mesmos como pertencentes ao Enxame de Diques de Florianópolis de idade eo-cretácea. Logo, dado o contraste de idades dos granitos encaixantes (630-620 Ma) e dos diques intrusivos (134 Ma), fica evidente que a relação de contemporaneidade entre os magmas se dá através de processos de fusão das encaixantes graníticas em decorrência da intrusão dos diques básicos.

A contemporaneidade de magmas é demonstrada por feições de meso- e microescala que atestam que os mesmos entraram em contato acima da temperatura *solidus*, quando ainda tinham comportamento viscoplástico. Esta contemporaneidade pode se dar em dois cenários: (i) no posicionamento de dois magmas de mesma idade; ou (ii) no posicionamento de um magma em uma rocha, que ocasionando sua fusão, produz um novo magma e interage com ele, resultando em fusão e em uma feição típica denominada *back veining*. No contexto estudado, o desenvolvimento de *back veining* e fusão em larga escala são caracterizados por feições mais difíceis de identificar, uma vez que não se restringem às imediações do contato de corpos intrusivos rasos e que os produtos de fusão de granitos são composicionalmente similares a líquidos finais ou resíduos de cristalização de granitos.

Neste cenário, a região de Garopaba, constitui um laboratório natural para investigação das feições de fusão geradas em encaixantes graníticas a partir da colocação de um grande volume de diques básicos. Através da investigação minuciosa destes processos de fusão registrados nas rochas da localidade, o detalhamento nestas distintas zonas permitiu a identificação da extensão e das características estruturais, texturais e minerais do processo de fusão, e consequentemente os dados gerados devem propiciar modelos de fusão e de aquecimento deste estrato da crosta em 134 Ma.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Geral

O objetivo principal desta monografia é a caracterização detalhada de feições diagnósticas dos processos de fusão em rochas graníticas encaixantes, quando da entrada dos diques básicos do Enxame de Diques de Florianópolis que afloram na região do município de Garopaba em Santa Catarina.

1.1.2 Objetivos Específicos

A caracterização é dada através das análises de campo com a coleta de amostras para análise laboratorial em microscopia ótica; e desta maneira, visa sistematizar texturas e mineralogia principais que corroboram a fusão, que por sua vez pode ser atestada através da petrografia e da comparação de rochas em situações normais (longe das zonas dos diques). Para além, objetiva-se elaborar um mapa com a discriminação de diferentes zonas de influência dos

diques como apoio para as discussões acerca dos perfis levantados em campo, a fim de demonstrar a amplitude das auréolas termiais.

1.2 JUSTIFICATIVA

A região de Garopaba foi interpretada por Florisbal et al., (2009) como uma área de geração de magmas ácidos e básicos contemporâneos, de idade neoproterozoica através de estudos de geoquímica elemental e isotópica (Sr-Nd-Pb). Em contrapartida, Florisbal et al., (2014), trazem à tona um contraste entre as idades de rochas encaixantes graníticas e diques básicos. Estes trabalhos demonstram a importância da geocronologia como ferramenta de ordenamento estratigráfico, e sobretudo, revela interpretações equivocadas não só de idade, mas de mecanismo de posicionamento dos corpos ígneos, relações de mistura de magma, fontes, entre outros. Para além de interpretações errôneas, muitas perguntas decorrem deste tipo de estudo, como por exemplo:

- (i) Como diques básicos de temperatura *liquidus* ~1000-1100°C conseguem fundir encaixantes granodioríticas a graníticas a ponto de sugerir relações de mútua intrusão?
- (ii) Quais são as texturas que denunciam a fusão e quais são as transformações minerais ocasionadas neste processo?
- (iii) Os diques são mais contaminados que as lavas sincrônicas correlatas porque interagem com as encaixantes graníticas em locais próximos à fonte ou ainda no local de posicionamento?
- (iv) As zonas de fusão geradas nas zonas de contato dos diques com as encaixantes graníticas são extensas, mas qual a real extensão lateral da fusão?
- (v) É um processo local, local extensivo, ou regional? Como e por que se dá este processo de fusão?
- (vi) O papel dos diques deve ser avaliado como singular, ou pelo conjunto de diques que ocasiona mudanças reológicas e termiais em toda a crosta quando de seu posicionamento?

Os questionamentos acima, são elucidados através da investigação detalhada destes processos de fusão registrados nas rochas da região de Garopaba, onde se encontram rochas bem preservadas nas regiões dos costões e também em zonas já um pouco mais afastadas dos locais de maior concentração de diques. O detalhamento nestas distintas zonas permitiu a

identificação da extensão e das características estruturais, texturais e minerais do processo de fusão.

Portanto, a extensão da fusão, sobretudo da intensidade da mesma e seus efeitos sobre o corpo granítico encaixante, quando mapeados e quantificados em detalhe, são importantes ferramentas na demonstração do gradiente termal atingido na região e um excelente indicativo das condições termais da crosta quando da época da ruptura do supercontinente Gondwana.

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área de estudo está situada no município de Garopaba, região sul do estado de Santa Catarina, em destaque na Figura 1, ao longo do costão da Praia do Silveira.

Os acessos até a área de estudo se deu por estradas e pequenas trilhas ao longo do costão (Figura 2), que por sua vez é onde estão situados os afloramentos com boas exposições, sendo geralmente contínuas quando ao longo do costão, e em blocos e matacões quando próximas ao interior do continente.

Para chegar ao local de estudo, é necessário seguir sentido sul, saindo de Florianópolis, ao longo da rodovia BR-101, e entrar no acesso (saída 273) para chegar à SC-434, em direção a Garopaba/ Praia do Rosa/ Araçatuba. Após, seguir na SC-434 até a Rua Rio Grande do Sul, que dá acesso à parte principal da Praia do Silveira. Para acessar a área de estudo, deve-se seguir ao longo da praia (ou pequenas estradas de chão paralelas à linha de costa) em direção norte, até chegar ao costão. Ao longo dele, existem diversas trilhas que permitem acesso aos afloramentos.

Figura 1 - Mapa simplificado da localização da área de estudo com pontos de campo ilustrados. Estado de Santa Catarina, região Sul do Brasil, município de Garopaba.

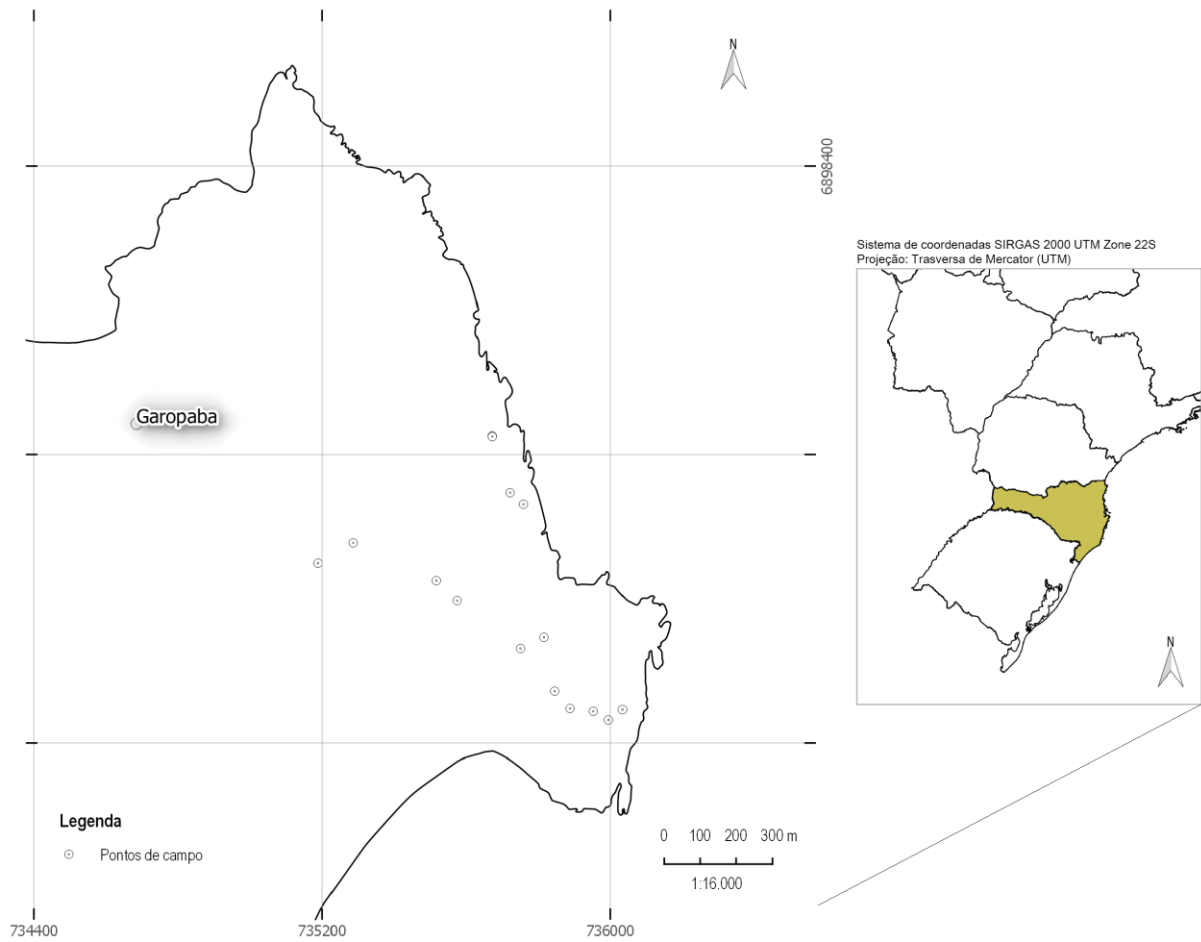


Figura 2 - Orotofoto localização com pontos de campo. Imagem retirada do banco de dados SIGSC, por meio da Secretaria de Estado do Desenvolvimento Econômico Sustentável (SDS) do Governo do Estado de Santa Catarina.



2 REVISÃO CONCEITUAL

2.1 AURÉOLA TERMAL: O QUE É?

A auréola de contato ou termal constitui a zona limítrofe do metamorfismo de contato, e tem sua extensão lateral e grau metamórfico variável, em geral bem definida pela presença de minerais índice como micas, calcitas e anfibólios e internamente por piroxênios e andalusitas, a depender do protólito e do gradiente termal (BEST, 2003; BUCHER e GRAPES, 2011). A largura das auréolas termais é condicionada por fatores como o volume, a composição, a profundidade da intrusão do corpo magmático e também as propriedades das rochas encaixantes, principalmente com relação à quantidade de fluido e permeabilidade (BEST, 2003; BUCHER e GRAPES, 2011). Estas auréolas variam em escala, de métrica à quilométrica, e podem chegar a ordem de centímetros de largura perto de diques finos (BEST, 2003).

A composição do magma intrusivo é um fator determinante na formação das auréolas termais, tendo em vista que esta influenciará e diferenciará amplamente as temperaturas resultantes (BUCHER e GRAPES, 2011). Por exemplo, a temperatura *subsólida* de magmas gabroicos (máficos ou basálticos) são fechadas a ~1000°C, e em contraste, diversos plútons graníticos formados em fusões ricas em água, a temperatura de fechamento fica entre 650-700°C. Portanto, devido aos granitos serem ricos em água, e também os corpos plutônicos mais comuns na crosta continental, auréolas de contato ao redor destes granitos são exemplos mais comuns para metamorfismo de contato (BUCHER e GRAPES, 2011).

2.1.1 Mecanismos de formação de auréolas termais

As auréolas termais são evidenciadas em eventos de altas temperaturas, e os processos que desencadeiam estas feições estão inseridos no contexto de metamorfismo.

O metamorfismo ocorre devido a uma série de processos combinados a fatores como pressão e temperatura, que podem acarretar em alterações no conteúdo ou composição mineral e/ou microestrutura da rocha (mudanças no estado sólido). Os processos ocorrem principalmente devido a um ajuste destas rochas às condições físicas, sobretudo de temperatura, diferentes daquelas nas quais se originou. São processos que diferem, principalmente devido às condições físicas, daqueles observados sob a superfície terrestre e a zona da diagênese (*e.g.*, YARDLEY, 1988; SMULIKOWSKI et al., 2003).

As rochas metamórficas originadas pelo processo de metamorfismo podem estar ligadas

a protólitos ígneos, sedimentares ou até mesmo outras litologias metamórficas. Comumente estas rochas preservam suas características originais, como composição química (metamorfismo isoquímico) ou até mesmo estruturas (p.e., acamamento). Entretanto, o aparecimento de novos minerais é comum, bem como o desenvolvimento de texturas metamórficas, podendo haver alterações na composição química original (metassomatismo; *e.g.*, YARDLEY, 1988; SMULIKOWSKI et al., 2003; BUCHER e GRAPES, 2011). O processo pode coexistir com a fusão parcial que pode também acarretar na mudança composicional química da rocha (SMULIKOWSKI et al., 2003).

Estes eventos de metamorfismo são usualmente observados em ambientes crustais rasos, ou seja, locais próximos à superfície, como eventos de impacto de grandes meteoritos na superfície terrestre, intrusões ígneas rasas, entre outros. No entanto, uma variedade de processos geológicos pode causar metamorfismo, como soterramento progressivo e o consequente aquecimento de espessas sequências sedimentares, bem como atividades ígneas diversas (YARDLEY, 1988). Assim sendo, metamorfismo está associado mais frequentemente com temperaturas e pressões elevadas, com as quais afetam rochas da crosta e manto terrestre, sendo um processo guiado normalmente por dinâmicas geológicas de larga escala (Quadro 1; BUCHER e GRAPES, 2011; YARDLEY, 1988). Os autores salientam que esta subdivisão (quadro acima) certamente é útil, porém existem formas transicionais entre as categorias de metamorfismo regional e de contato (ígneo). Sob condições diversas, são normalmente distinguidos em suas respectivas condições: (a) limites de metamorfismo de baixa ou alta temperatura; (b) limites de metamorfismo de baixa ou alta pressão (BUCHER e GRAPES, 2011).

Quadro 1 - Compilação de principais tipos de metamorfismo estudados, atrelando-os aos respectivos de extensão regional e local.

Extensão regional	Extensão local
Metamorfismo orogênico (metamorfismo regional)	Metamorfismo de contato (ígneo)
Metamorfismo de subducção	Metamorfismo cataclástico
Metamorfismo de colisão (ou extensão)	Metamorfismo hidrotermal
Metamorfismo de fundo oceânico	<i>Metamorfismo de local exótico</i>
Metamorfismo de soterramento	Metamorfismo de impacto; Metamorfismo de raio; Metamorfismo de combustão

Fonte: Adaptado de Bucher e Grapes (2011).

2.1.1.1 Grades Metamórficas

Para compreender a variável temperatura no contexto de metamorfismo, é importante abordar o conceito de grades metamórficas. Segundo Best (2003), as rochas contêm assembleias minerais que representam o estado hidratado atingido ao longo do ciclo metamórfico. Assim, as assembleias definem um campo do gradiente metamórfico, sendo balizadas pelas condições de pressão e temperatura.

A grade metamórfica é um indicador qualitativo para as condições físicas que condicionaram as rochas. Para tanto, minerais índices caracterizam estas grades, sendo estes uma organização sistemática da entrada de novos minerais, e ocorrem de acordo com o aumento do grau metamórfico, sendo: clorita → biotita → almandina-granada → estauroлита → cianita → silimanita (BUCHER e GRAPES, 2011) uma evolução comum em rochas metassedimentares. Consequentemente, estes minerais são distribuídos em diferentes campos de zonas regionais sistematicamente, sendo estas nomeadas zonas minerais ou isógradas (BUCHER e GRAPES, 2011). As rochas metamorfisadas são comumente limitadas geograficamente por zonas metamórficas, e cada zona é definida de acordo com os arranjos atribuídos às assembleias minerais em rochas derivadas composicionalmente similares aos seus protólitos. Assim sendo, as zonas sucessivas serão reconhecidas com o aparecimento de novos minerais, antes não encontrados em graus mais baixos (BUCHER e GRAPES, 2011).

O grau metamórfico é designado a partir das condições de temperatura, bem como pressão (BUCHER e GRAPES, 2011).

2.1.1.2 Fácies Metamórficas

Dentro deste contexto de assembleias minerais, ocorrem as fácies metamórficas (ESKOLA, 1915), que são delimitadas pela mineralogia que as compõe. As fácies metamórficas incluem, portanto, assembleias minerais de um grupo de rochas associadas, que cobrem um largo *range* de composição, todas formadas sob mesmas condições de metamorfismo. Assim sendo, as fácies incluem diversas rochas, e não apenas um tipo, como por exemplo, fácies xistos verdes, anfibolito, eclogito, entre outras. Entretanto, muitas assembleias minerais possuem um *range* de estabilidade amplo e podem ocorrer em diversas fácies metamórficas, bem como existem minerais com menor estabilidade e que ocorrerão em uma única fácies (BUCHER e GRAPES, 2011).

2.1.1.3 Metamorfismo de contato

O metamorfismo de contato ocorre normalmente em rochas adjacentes a corpos plutônicos ou extrusivos, sendo um fenômeno caracterizado pelo aquecimento rápido, devido à ação do calor proveniente destas massas magmáticas, quando em contato com rochas encaixantes, e como consequência decorrem mudanças metamórficas (*e.g.*, BUCHER e GRAPES, 2011). Formam-se no entorno destas rochas hospedeiras afetadas, zonas de contato do metamorfismo, ou seja, as auréolas termais. O metamorfismo pode decorrer não só apenas com o contato direto de corpos ígneos, mas também através do calor proveniente de gases e fluidos liberados em processos de cristalização magmática, como por exemplo, em sistemas com circulação de fluidos hidrotermais em ambientes rasos. Contudo, quando o processo decorre de intrusões ígneas, estas liberam calor que também pode ser conduzido via percolação de fluidos dentro da rocha encaixante produzindo um gradiente termal com o qual a temperatura diminui à medida que se distancia da fonte de calor magmático (BEST, 2003; BUCHER e GRAPES, 2011).

Portanto, de acordo com Best (2003) e Bucher e Grapes, (2011), a ação do metamorfismo é estritamente ligada à dimensão dos corpos, consequentemente quanto maior for o volume de magma, maior será o gradiente termal e, assim sendo, maior o número de reações e transformações minerais nas rochas. Logo, o evento é mais notável quando em rochas encaixantes a nível crustal raso por conta do amplo contraste termal com os magmas intrusivos. Deste modo, rochas adjacentes a pequenos diques, soleiras ou fluxos de lava apresentarão extensão da auréola termal menor que, enquanto em corpos ígneos maiores, como *stocks* e batólitos, cuja influência se dá em áreas amplas, dá-se origem a auréolas de contato maiores e bem definidas, podendo inclusive apresentar zonalidade lateral da intensidade do metamorfismo. Assim, o gradiente termal e o fluxo de calor decorrente do contato do magma com a rocha hospedeira são os fatores característicos principais deste processo. A profundidade da intrusão do corpo magmático determinará estes elementos, como por exemplo, Bucher e Grapes, (2011) citam que excepcionalmente gradientes termais elevados são normalmente confinados a 10 km de profundidade da crosta superior terrestre, pois em níveis mais profundos as rochas hospedeiras já estão bastante aquecidas, portanto são raros os casos de formação de auréolas termais em tais profundidades.

Best (2003) pontua que, processos de metamorfismo de contato em sistemas abertos podem ter contribuição de fluidos não só das intrusões, mas também de agentes externos, ordenados no quadro abaixo:

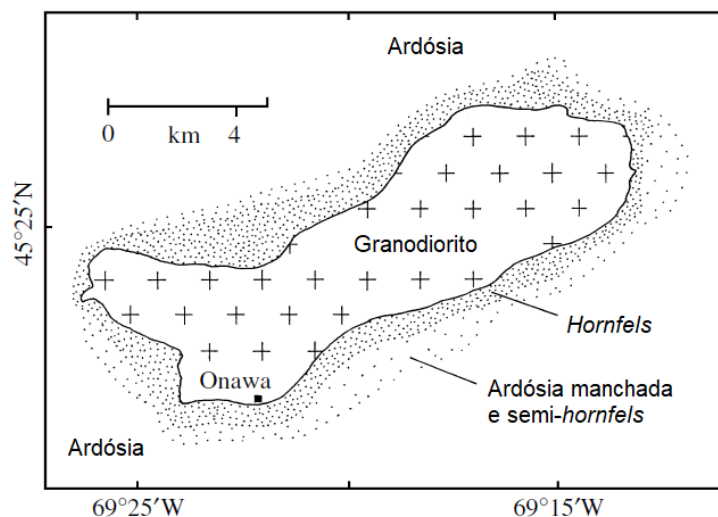
Quadro 2 - Principais fontes de soluções no metassomatismo hidrotermal.

1	Exsolução de água liberada da cristalização da intrusão magmática;
2	Fluídos aquecidos (“água meteórica”) em fissuras da rocha encaixante;
3	Água liberada de minerais hidratados em decomposição submetida próxima a reações de desidratação progressiva

Fonte: Compilado de Best (2003).

O processo de metamorfismo de contato é frequentemente identificado em rochas sedimentares, sendo o exemplo mais comum o cornubianito (*hornfels*), quando a encaixante é convertida em rocha compacta e maciça (Figura 3; BUCHER e GRAPES, 2011). Normalmente são rochas destituídas de foliação devido a outra característica comum deste tipo de metamorfismo, a ausência de pressões dirigidas significativas, são sobretudo, baixas à moderadas. A granulação destas rochas é comumente fina.

Figura 3 - Exemplo de auréola de metamorfismo de contato no entorno de Onawa, Plúton Maine nas Montanhas Apalachianas. Um mapa do plúton de granodiorito Onawa e as zonas de auréola de contato que o envolve. Ardósia: rocha hospedeira em que o magma foi colocado sob a experiência prévia de metamorfismo regional com o desenvolvimento de assembleia mineral de baixo grau.



Fonte: Modificado de Bucher e Grapes (2011).

2.1.1.4 Pirometamorfismo em rochas ígneas

Pirometamorfismo constitui um tipo especial de metamorfismo de contato (*e.g.*, TYRELL, 1926; GRAPES, 2011). O termo pirometamorfismo, do grego *piro* = fogo; *meta* = mudança; *morfo* = forma, atribuído inicialmente por Brauns (1912, *apud* GRAPES, 2011), ocorre através do contato entre intrusões, principalmente de composição máficas-intermediárias, em litologias hospedeiras. O processo é mais evidente em metassedimentos, metabasitos e também em hospedeiras graníticas que são intrudidas por basaltos rasos e *plugs* andesíticos, no formato de soleiras (*sills*) ou diques, reportados em diversas localidades comumente com o desenvolvimento de buchitos, em casos em que os protólitos são psamito-pelíticos (GRAPES, 2011). São elencadas no Quadro 3 uma síntese das principais rochas pirometamórficas. Segundo Grapes (2011), o termo foi inicialmente aplicado em xenólitos de xisto pelítico contidos em magmas traquíticos e fonolíticos na região de Eifel na Alemanha, com os quais apresentavam fusão parcial e trocas com as intrusões de elementos como exemplo o Na₂O.

O pirometamorfismo pode ser considerado um processo transicional entre o metamorfismo e os processos ígneos (BUCHER e GRAPES, 2011), pois abrange características de ambos os campos, como a fusão parcial, atestada pela presença de vidro gerado nas zonas de contato; presença de minerais pirogenéticos, atribuídos como metamórficos, dado que advém da transformação mineral das rochas encaixantes sob altas temperaturas; bem como processos de substituição mineral com textura e hábito cristalinos muitas vezes preservados.

Quadro 3 - Rochas pirometamórficas, tipos e gêneses principais.

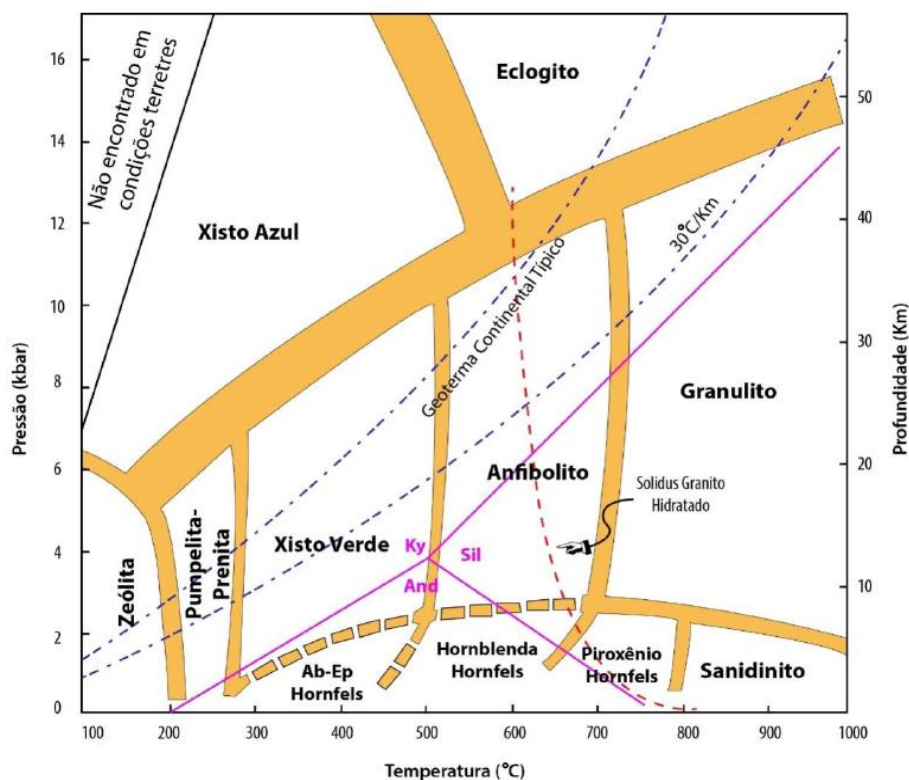
NOME	CARACTERÍSTICAS
Esmeril	Rocha granular dura, escura e densa, composta principalmente de coríndon, espinélio, magnetita e/ou ilmenita–hematita. Formada por metamorfismo de alta temperatura (em contato, perto ou dentro de magmas basálticos) de lateritos (bauxita ferruginosa) e pelitos aluminosos.
Porcelanito	Rocha clara e colorida de granulação muito fina, completamente recristalizada. Originada de argila, marga, folhelho ou litomarga bauxítica.
Sanidinito	Termo designado às rochas ígneas pirometamórficas (do tipo sanidina-sienito) que contém principalmente sanidina e ortoclásio, bem como a presença de biotita, cordierita, ortopiroxênio, silimanita ou mulita, espinélio, coríndon, ilmenita e Ti-magnetita. Derivadas de reação extensiva ou fusão de protólito de xisto ou gnaiss recristalizado sob altas temperaturas.
Buchito	Rocha fortemente vitrificada resultante de metamorfismo de contato intenso. Inicialmente o termo era usado para descrever arenitos parcialmente fundidos em contato com basaltos. Atualmente é empregado para descrever rochas pelíticas fundidas em contexto de metamorfismo de contato. O termo para-obisidiana pode ser aplicado quando apresenta textura holohialina, com micrólitos de mulita e tridimita.
<i>Clinker</i>	Rocha dura semelhante ao tijolo vitrificado (<i>klinkaerd</i>). O termo é utilizado a rochas "cozidas" e/ ou parcialmente fundidas pela queima de jazidas de carvão ou sedimentos betuminosos. <i>Clinkers</i> vitrificados são, na realidade, buchitos.
<i>Paralava</i>	Nome dado à rocha afanítica escura, vesicular, derivada da fusão de arenitos, folhelhos e margas. Possui aparência macroscópica de basalto e é produzida a partir da combustão de camadas carboníferas.
Fulgurito	Rocha de estrutura irregular, vitrificada, muitas vezes tabular ou semelhante a uma haste, produzido pela fusão de sedimentos ou rochas pela ação de um raio (descarga elétrica).

Fonte: Compilado de Bucher e Grapes, (2011); Grapes (2011).

2.1.1.4.1 Fácies Sanidinita

Esta fácies é mencionada por Bucher e Grapes (2011) como sendo sinônimo para pirometamorfismo, termo utilizado inicialmente por Brauns (1912, *apud* GRAPES, 2011) para descrever xenólitos em lavas básicas, ou fragmentos de tufos ou rochas próximas a zonas de contato que se situam no entorno de condutos vulcânicos básicos a baixas profundidades, normalmente ricos em minerais incomuns como sanidina, tridimita, mulita, monticelita e forsterita. Esta fácies é gerada em condições de altas temperaturas e baixas pressões (Figura 4), e marcada principalmente pela ocorrência de sanidina (tipicamente com alto teor de Na) e pigeonita (clino-hiperstênio).

Figura 4 - Diagrama temperatura *versus* pressão com delimitação das fácies metamórficas e o ponto triplo de aluminossilicatos. Fácies sanidinita no canto direito inferior da figura, representa metamorfismo de alta temperatura e baixas pressões, típicas de alto grau de metamorfismo de contato.

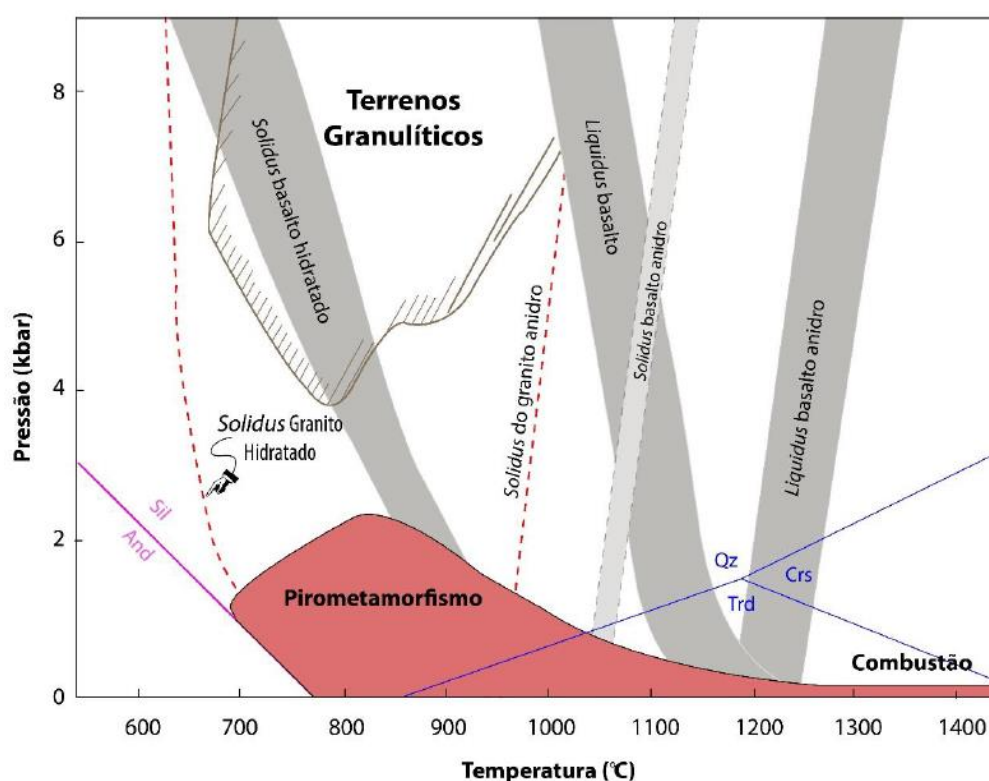


Fonte: Adaptado de Winter (2001) *apud* Valcácio (2016).

A fácies sanidinita representa o fim do processo produzido pelo espectro contínuo do metamorfismo de contato, e esta ocorre acima de diminutas distâncias variando de centímetros a dezenas de metros, em auréolas de contato de intrusões basálticas rasas (GRAPES, 2011). O efeito da alta temperatura e o desequilíbrio químico causado pela reação incompleta devido ao rápido aquecimento e também resfriamento, são indicados pelo processo de pirometamorfismo

das assembleias minerais. Alterações nas composições, hábito cristalino, texturas e preservação de vidro, são tipicamente distintivas e não é possível observar ou adaptar estes fatores como pertencentes a outras fácies de metamorfismo de contato. Em pressões baixas ($< 2\text{kb}$), a diferenciação da fácies sanidinita de rochas da fácies piroxênio *hornfels* nas encaixantes se dá pela ausência de andalusita, e granada pirolusita em rochas quartzo-feldspáticas e granada grossularia em rochas calci-silicáticas (GRAPES, 2011). O autor sugere ainda o campo de ocorrência de rochas pirometamórficas, por meio de estimativas de temperaturas, e pressões em associações minerais estáveis (Figura 5).

Figura 5 - Grade petrogenética temperatura *versus* pressão, indicando abaixo o campo de geração das rochas pirometamórficas. Região em vermelho corresponde à fácies sanidinita sob metamorfismo de contato de altas temperaturas em contraste com as rochas da fácies granulito a altas pressões.



Fonte: Retirado de Valcácio (2016), compilado de Grapes (2011).

2.1.2 Processos de fusão: reações, composições e características físicas

2.1.2.1 Fusão: mecanismos e geração

Diversos estudos discorrem sobre processos de fusão parcial (ou anatexia), principalmente no que concerne a formação de magmas graníticos (*e.g.*, PITCHER, 1979; SIAL

e MCREATH, 1984; WILSON, 1989; BITENCOURT, 1996; MARTINS, 2005; CESARE et al., 2009; 2011; SAWYER, 2008 e outros).

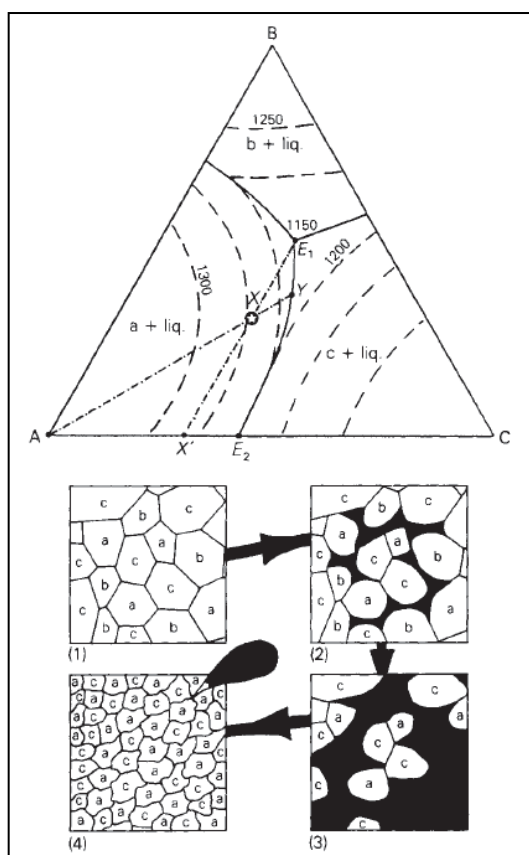
A fusão parcial é um evento natural e essencial na formação de um magma. As temperaturas que balizam a fusão da maioria das rochas encontradas na Terra estão no entorno de 600 a 1450°C, a depender de uma série de fatores, dentre eles a composição da rocha, a pressão vigente e a presença ou não de componentes voláteis (PITCHER, 1979; SIAL e MCREATH, 1984). De uma maneira geral, os minerais formadores de rochas encontram-se no estado sólido e, portanto, a fusão decorrerá dentro de uma faixa de temperatura. E assim, o processo de fusão é dependente da composição mineral, pois cada mineral responde a um aumento de temperatura de maneira diferente. Por exemplo, o campo de estabilidade de minerais hidratados é muito inferior ao dos minerais anidros. Assim, minerais hidratados, quando submetidos a altas temperaturas, vão modificar sua estrutura e podem "quebrar" após atingirem certa temperatura. Desta forma, através da quebra destes minerais hidratados, tem-se a liberação de água para o sistema, o que baixa o ponto de fusão das rochas e permite geração de *melt*. Cada mineral hidratado tem uma faixa de temperatura a partir da qual se torna instável, ou seja, que pode quebrar. (SIAL e MCREATH, 1984).

De acordo com Wilson (1989), existem dois principais modelos ideais para os processos pelo qual a fusão parcial ocorre: (a) *Batch melting*: a fusão parcial é formada em reações continuadas e equilibradas com o resíduo cristalino até o momento da segregação. Até este ponto a estrutura composicional do sistema permanece a mesma; (b) *Fractional melting*: a fusão parcial é continuamente removida do sistema tão logo que é formada, de modo que nenhuma reação com o resíduo cristalino é possível. Para este tipo de fusão parcial a estrutura composicional do sistema é continuamente alterada. Para tanto, uma abordagem alternativa é requerida para avaliar a influência do mecanismo de fusão parcial sobre a composição química do líquido resultante. Isto pode ser provido através de estudos de equilíbrio de fase simplificados, como por exemplo, em sistemas ternários (Figura 6) ou quaternários (WISLON, 1989).

O exemplo de Wilson (1989; Figura 6) representa um material cuja composição de X é: 40% de A, 30% de B e 30% de C. A autora sugere que, independentemente do mecanismo de fusão com o qual o material sofreu (seja por *batch melting* ou *fractional melting*) o primeiro líquido será formado sobre o ternário eutético E1. Com isso, há um maior aporte de calor fornecido ao sistema, e, portanto, mais fusão eutética E1 será gerada até que uma das fases sólidas seja completamente consumida dentro da fusão. A figura exemplifica o processo progressivo de fusão parcial, sendo iniciada pelo sólido cristalino X. O líquido inicial E1 é

formado apenas sobre pontos onde as três fases (a, b e c) estão em contato direto. Assim, com a fusão parcial progressiva, os cristais residuais efetivamente se tornam desagregados até o ponto que a fusão atinge, e faz com que o líquido comece a migrar para cima, sendo rapidamente drenado pela diferença de densidade entre as fases (residual e cristalina). Ao final, com a total extração da fusão, o sólido residual pode se tornar refundido, sem deixar nenhum traço dos processos de fusão (WILSON, 1989). É importante notar também na figura 6, que o processo de geração de fusão se dá ao longo dos limites dos grãos, consumindo os grãos ao longo destas regiões através de reações e gerando líquidos oriundos da fusão (*melt*) aprisionados entre os grãos em estágios iniciais do processo (estágio 2 da figura), gerando uma quantidade maior de fusão aprisionada entre os grãos quando o processo se encontra em estágios mais avançados (estágio 3 da figura). Por fim, quando há fusão suficiente para coalescer, migrar entre os grãos e ser extraída, há a geração de contatos interlobados entre os grãos do resíduo e pouco ou mesmo nenhuma evidência do processo de fusão (estágio 4 da figura).

Figura 6 - Diagrama simplificado de fusão parcial em um modelo de sistema ternário (ABC). São representadas três fases sólidas (a, b e c), as composições fora das quais são representadas por membros finais do sistema.



Fonte: Retirado de Wilson (1989).

Outra componente importante neste contexto é a composição do magma, pois em diferentes magmas as temperaturas *solidus* e *liquidus* finais terão comportamentos variados, (Quadro 4). Dentro de um contexto ideal sob pressões constantes, magmas máficos fundirão a uma temperatura mais alta, enquanto que os magmas mais diferenciados e ricos em álcalis fundem a temperaturas mais baixas, como por exemplo, um magma granítico pode ser completamente líquido a uma temperatura entre 800-900°C sob pressão atmosférica (SIAL e MCREATH, 1984).

Quadro 4 - Sob pressão atmosférica e condições anidras (*liquidus* anidra), temperaturas com que os magmas fundem.

Composição	Temperatura <i>liquidus</i>
Magma ácido	~800-900°C
Magma intermediário	~1000-1100°C
Magma básico	~1200-1300°C

Fonte: Compilada de Sial e McReath (1984) e Hughes (1982).

Por exemplo, a temperatura *liquidus* de aproximadamente 1100°C de um magma básico intrusivo é capaz de desencadear processos de fusão de gnaiss-granítico encaixante, pois o último funde a temperaturas aproximadas de 950°C (*e.g.*, HUGHES, 1982, SIAL e MCREATH, 1984, e outros).

Desta forma, a fusão terá química variável de acordo com a composição do protólito, grau de fusão, disponibilidade de água e, portanto, a mineralogia poderá contribuir no comportamento que a fusão assumirá, como por exemplo, a presença de minerais hidratados em magmas anidros, quando em condições diferentes de temperatura e pressão, podem exercer um papel importante para que a fusão ocorra (WEINBERG e HASALOVÁ, 2015).

2.1.2.2 Água: influência nas reações de fusão

A presença de água é importante no processo de anatexia crustal devido à capacidade de movimentar as temperaturas (*e.g.*, MARTINS, 2005; WEINBERG e HASALOVÁ, 2015, e outros). Desta maneira, temperaturas (T) com que os corpos ígneos se tornam completamente líquidos (*liquidus*) ou sólidos (*solidus*) variam em cada tipo de rocha, e a água entra como uma componente importante nas mudanças geoquímicas, mineralógicas e reológicas de um magma, causando alterações nestas temperaturas. Segundo Martins (2005), para além da fusão

decorrente da presença de água em rochas quartzo feldspáticas, por exemplo, outro mecanismo importante é a quebra de minerais hidratados (p.e., anfibólios e micas). Este processo ocorre quando a assembleia mineral de uma rocha cruza sua curva *solidus* no espaço P-T devido a algumas variáveis, como o aquecimento progressivo, influxo de água e a descompressão dentro do sistema, em outras palavras, quando uma rocha transcende o limite do metamorfismo (estado sólido) e adentra o campo da fusão parcial (e. g., MARTINS, 2005; WEINBERG e HASALOVÁ, 2015). Há casos em que a atividade da água no sistema faz com que a temperatura *solidus* quartzo + feldspatos diminua muito mais rapidamente e faz com que a estabilidade das micas ou anfibólios diminua, limitando as reações destes minerais como influentes nos processos de fusão (como por exemplo a reação: $Qtz + Ab + Or \rightarrow \text{fundido}$; MARTINS, 2005). Do contrário, com a diminuição da participação da fase fluida livre, o que se tem é o aumento da proporção destes minerais hidratados para a reação da fusão, possibilitando a geração de diversos fundidos a partir de uma mesma fonte (MARTINS, 2005).

2.1.2.2.1 Quebras de minerais hidratados

A estabilidade dos minerais hidratados (p.e., micas e anfibólios) é diminuída quando existe uma fase fluida livre pré-existente, e conseqüentemente haverá menor participação destes minerais na fusão dentro deste contexto. Para tanto, em reações de fusões gerada por desidratação ou quebra de minerais hidratados, toda água é derivada destes minerais (a exemplo no Quadro 5), e a fusão produzida é, portanto, subsaturada (e.g., MARTINS, 2005; WEINBERG e HASALOVÁ, 2015; e outros).

Weinberg e Hasalová (2015) pontuam que existem diferenças expressivas nos magmas gerados através de fusão assistida de água (*water influxed melt*), para aquelas geradas pela quebra de minerais hidratados. Algumas diferenças entre os tipos de fusão são reportadas pelos autores, sendo (a) presença, tipo e composição dos minerais peritéticos e a fusão; (b) temperaturas de fusão; (c) queda da curva *solidus*, relatadas pela mudança de volume ao longo da fusão; e (d) conteúdo inicial de água na fusão.

Quadro 5 - Comportamento de minerais hidratados quando sofrem quebra e suas respectivas condições e produtos finais de fusão.

Desidratação mineral	Temperatura de quebra e Pressão	Produto da fusão
Muscovita	~650-750°C; Pouco dependente de pressão	Peritéticos alumino-silicáticos e K-feldspatos
Biotita	~750-850°C; Pouco dependente de pressão	Minerais peritéticos: Grt, Opx, Crd, Kfs, Ttn, Ep.
Anfibólio	~850-900°C; Pouco dependente de pressão	Minerais peritéticos: Opx, Cpx e/ou Grt.

Fonte: Compilado de Weinberg e Hasalová (2015).

Em alguns experimentos com rochas ricas em micas, reportados por Bouloton e Gasquet (1995), a importância da fase fluida para o desencadeamento dos processos de fusão é demonstrada. Como exemplo, os autores citam o estudo de xenólitos gnáissicos, cujas foliações iniciais são ainda reconhecidas, onde a presença de granófiros abundantes ao longo e no entorno de camadas ricas em biotitas, são um argumento para geração de fusão local devido a presença de água advinda destes minerais.

2.1.3 Reações do fundido: evidências microestruturais

A fusão é um processo incomum em auréolas termais. Contudo, em zonas com altos gradientes termais próximas aos contatos de corpos intrusivos com alta temperatura ou em xenólitos de rochas encaixantes dispersas em corpos ígneos com alta temperatura, é comum a ocorrência de fusão. Estes processos de fusão são em geral restritos aos contatos destes corpos e são sempre relatados como pouco extensivos na literatura (BOULOTON e GASQUET, 1995). Os autores citam ainda que a fusão é muito mais difícil de reconhecer quando em rochas formadas através de resfriamento lento, como xenólitos e diques e *sills* ou *hornfels* ao redor de intrusões máficas em profundidade. Nestes casos, é possível que esta fusão tenha ocorrido, porém a evidência atestada pela presença de vidro é geralmente deficiente.

A fusão pode ser inferida através da presença local de texturas granofíricas ou vítreas (BOULOTON e GASQUET, 1995; VERNON, 2004). Deste modo, a formação destas texturas típicas se dá através do processo de exsolução, ou seja, ocorre quando uma solução sólida homogênea (p.e., um único mineral) se torna instável e quebra-se. Isto pode ocorrer em minerais ígneos bem como metamórficos, sendo um processo de estado sólido. Segundo Vernon (2004), a exsolução usualmente ocorre com a diminuição das temperaturas, o que permite as transformações na estrutura cristalina do mineral. O processo envolve difusão dos componentes químicos de pequenas a grandes partículas no estado sólido, sendo importantes indicativos

confiáveis para atestar reações metamórficas ou processos de fusão em contextos de altas temperaturas tal como auréolas termais ou intrusões multifásicas (BOULOTON e GASQUET, 1995; VERNON, 2004). Inicialmente produzem formas arredondadas substituindo as formas lamelares, e eventualmente formam agregados poligonais, sendo então nomeados de granófiros (quando há o intercrescimento de quartzo e k-feldspato, modificados agora para uma lamela irregular).

Segundo Bouloton e Gasquet, (1995) o intercrescimento granofírico ocorre como filmes ao longo dos contatos quartzo-feldspáticos. E a composição dos megacrístais de feldspato (p.e., cristais grandes rodeados por intercrescimentos granofíricos), sugerem cristalizações sob altas temperaturas ($T > 900^{\circ}\text{C}$).

2.1.3.1 Fusão de rochas em estado sólido

A fusão de rochas em estado sólido ocorre principalmente no campo dos migmatitos. Migmatitos fornecem informações a respeito dos processos de fusão parcial, tendo em vista que os mesmos sofrem estes regimes para seu desenvolvimento, sendo impressos com o aparecimento de estruturas e microestruturas que registram estes eventos.

São rochas que se formam sob condições de temperaturas próximas a $750\text{-}900^{\circ}\text{C}$ (em migmatitos diatexíticos). E podem ser derivadas de processos de metassomatismo, ou seja, através da influência de fases aquosas na formação da fusão parcial. Assim, o desenvolvimento extensivo de migmatitos com grande proporção de leucossoma, podem ser derivados de protólitos de tonalitos leucocráticos, trondhjemiticos, granodioríticos ou graníticos, e são comuns em vários campos do Arqueano e Proterozoico (SAYWER, 2008). Consequentemente, a geração destes migmatitos estará associada a injeção de água perto da, ou apenas acima, temperatura *solidus*, que permite que a fusão saturada em água (congruente) de quartzo + plagioclásio sódico + k-feldspatos ocorra. Diversos migmatitos têm origem félsica, de protólitos plutônicos que contém hornblendas no melanossoma, assim sendo, a formação pode ser associada ao produto de reações que envolvem a quebra de biotitas (SAYWER, 2008).

Recentemente, houve um avanço considerável na compreensão de como as microestruturas são formadas em estado sólido e rochas parcialmente fundidas (SAYWER, 2008). Algumas feições identificadas em rochas que sofreram processos de migmatização são reconhecidas. São microestruturas que revelam os processos de fusão pelos quais estes materiais passaram.

Por conta de os migmatitos abrigarem partes onde a fusão ocorreu, partes onde a fusão foi removida, partes através da qual a fusão passou, partes onde a fusão é acumulada, e de fato partes onde não há fusão, o tipo de microestruturas (e também assembleia mineral e volume composicional) preservados em cada um podem ser bastante diferentes (SAYWER, 2008).

Sawyer (2008) relata que as microestruturas comuns, que registram processos de fusão parcial, são observadas em minerais reativos e progressivamente tornam-se mais corroídos ou zonados, sendo esta a fração onde a fusão aumenta, e comumente pode formar pequenas inclusões arredondadas. Também podem ser registradas formações de minerais com hábitos aciculares e com morfologias esqueléticas, que podem ser atrelados ao rápido resfriamento da fusão. Existe uma mudança progressiva na microestrutura dos migmatitos de metamorfismo de contato muito superficial, através de auréolas de contato de terrenos metamórficos regionais, onde é possível observar que abandonam ao aumento sistemático do evento de fusão parcial, e a diminuição da taxa de resfriamento.

O aparecimento de vidro denuncia o regime de resfriamento rápido próximo à superfície, mas à medida que o grau de sub-resfriamento diminui com a profundidade, há uma mudança no tamanho dos grãos dos granófiros, indo de grão fino para grão grosso em profundidades progressivamente maiores em auréolas de contato, sendo estes agregados cristalinos formados em migmatitos de terrenos metamórficos regionais (SAYWER, 2008).

Para além, as microestruturas encontradas em resfriamento rápido de fusões parciais, são formadas na subsuperfície do metamorfismo de contato. São comumente reportadas texturas planares e cúspedes, filmes intragranulares de vidro, manchas mais extensivas de vidro, e até mesmo veios de vidro são identificados (*e.g.*, CESARE, 1997, 2009, 2011; SAYWER, 2008). São reportados também o aparecimento de granófiros, que formam pequenas manchas cúspedes entre fases reagentes, e várias manchas contêm também quartzos e feldspatos corroídos. Assim sendo, Sawyer (2008) elenca as microestruturas-chave: (a) pequenas cordas/"strings" de grãos de quartzo conectados, plagioclásio e, em alguns casos, k-feldspato, ao longo dos limites de grãos em cristais maiores na matriz (ou seja, a microestrutura de "*string of beads*"), (b) a presença de filmes monominerálicos desses minerais em grãos da matriz e (c) grãos pequenos e cúspedes destes minerais entre grãos grandes na matriz.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

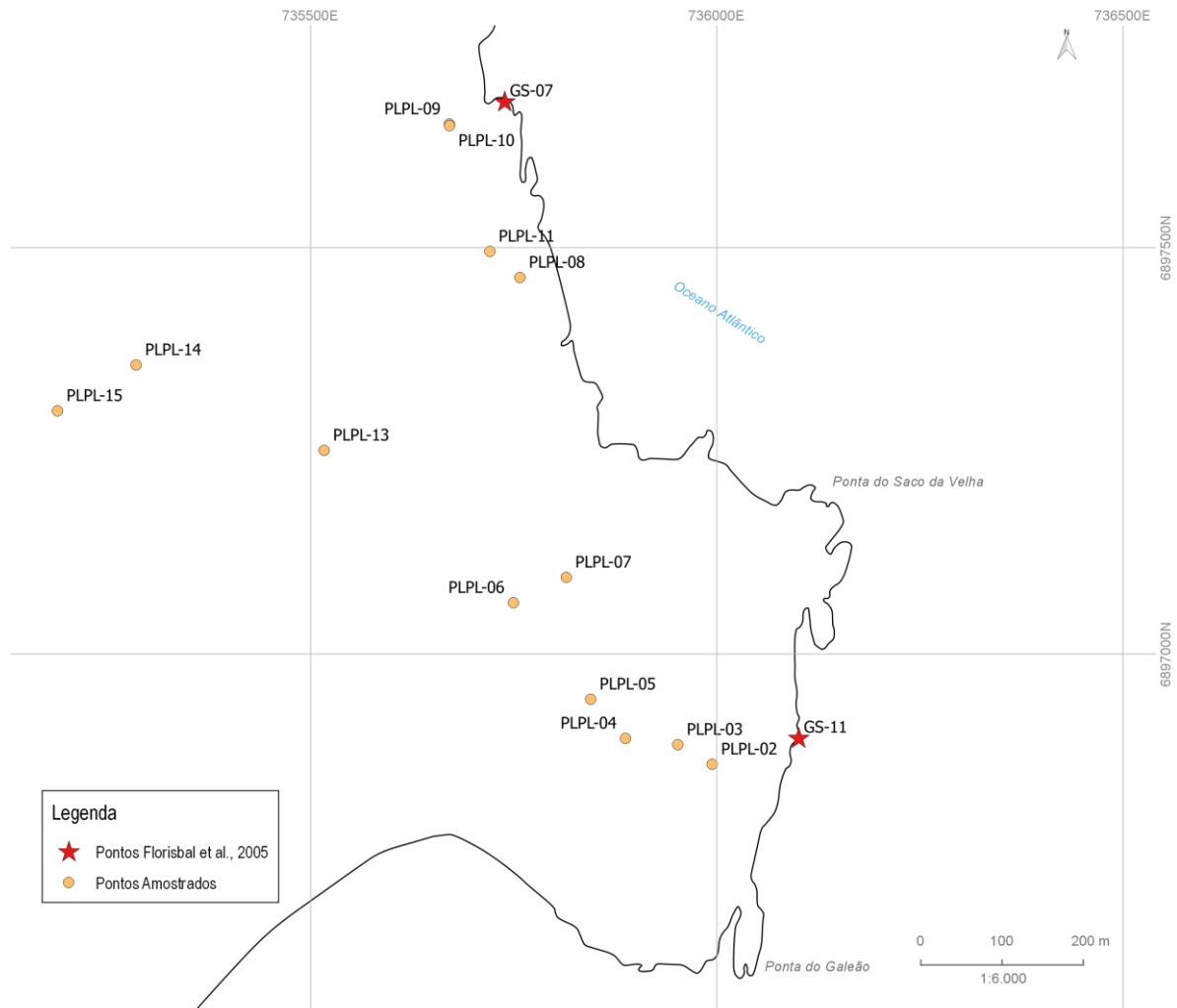
3.1 ETAPA DE CAMPO

O trabalho de campo foi realizado em uma etapa de um dia, no mês de abril de 2017, na região costeira da cidade de Garopaba e na porção norte da Praia da Silveira. Nesta etapa, o principal objetivo foi a realização de perfis locais, tanto paralelos à linha de costa (*strike*) (direção NW-SE) quanto em direção ao interior do continente (*dip*) (E-W aproximadamente), com o intuito de balizar a extensão lateral da auréola termal. Para isso, foram realizadas coletas de amostras complementares ao acervo de dados já existentes, dando suporte à identificação das feições que atestem a fusão e subsidiam recursos para a delimitação das zonas de influência dos diques. Nestes perfis foram descritas e catalogadas as principais modificações texturais e estruturais dos granitoides da SPL, procurando contrastar as mesmas próximas ao contato dos diques e longe deles. O término dos perfis foi estabelecido no local onde não era mais possível observar influência da fusão em meso escala. Foram coletadas amostras ao longo dos perfis, independente de mudanças texturais, para verificação da extensão e da variação lateral da zona de influência da fusão no local.

3.2 AMOSTRAGEM E CONFECÇÃO DE LÂMINAS

A estratégia de amostragem (coleta) se deu através de perfis pré-estabelecidos (*strike* e *dip*). Três perfis foram confeccionados com um total de 15 pontos e 14 amostras (Figura 7) sendo, perfil 1: PLPL-01 a PLPL-07; perfil 2: PLPL-08 a PLPL-11 e perfil 3: PLPL-12 a PLPL-15 (conforme Figura 11 do Capítulo 5 – Resultados).

Figura 7 - Mapa simplificado com apenas os pontos onde foram realizadas as amostragens.



As amostras foram serradas, os locais para confecção das lâminas foram delimitados e a preparação das lâminas foi realizada no Laboratório de Laminação (LABLAM) da Universidade Federal de Santa Catarina.

3.3 MICROSCOPIA ÓTICA

A análise petrográfica foi realizada através do Laboratório de Microscopia Óptica (LABEMO), da Universidade Federal de Santa Catarina, através do microscópio petrográfico binocular de luz transmitida da marca Carl Zeiss®. Esta etapa foi realizada para identificação e caracterização das principais texturas que evidenciam os processos de fusão, desencadeados pelos diques do Enxame de diques de Florianópolis nas encaixantes graníticas da Suíte Paulo Lopes.

Foram descritas 15 seções delgadas ao todo, dos Granitoides Garopaba e Granito Paulo Lopes, incluindo os veios, vênulas, e apófises gerados na fusão e que intrudem os diques básicos.

3.4 UTILIZAÇÃO DE SIG – SOFTWARE LIVRE QGIS®

Para a apresentação de dados espaciais e confecção de mapas (p.e., localização, mapa com as zonas da fusão) e pontos de amostragem, foram utilizados sistemas de informação geográficas (SIG), através do software QGIS®. As imagens utilizadas na construção dos mapas foram retiradas do banco de dados SIGSC, por meio do *site* da Secretaria de Estado do Desenvolvimento Econômico Sustentável (SDS) do Governo do Estado de Santa Catarina.

Estas ferramentas foram importantes para a delimitação espacial das zonas de influência dos diques nos granitoides, e assim a compreensão da extensão da fusão nestes corpos, corroborada através dos dados resultantes da análise petrográfica.

4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO REGIONAL

A região sul do Brasil é caracterizada por terrenos pré-cambrianos que integram o domínio meridional da Província Mantiqueira (PM) (*e.g.*, ALMEIDA et al., 1977; CHEMALE JR et al., 1995).

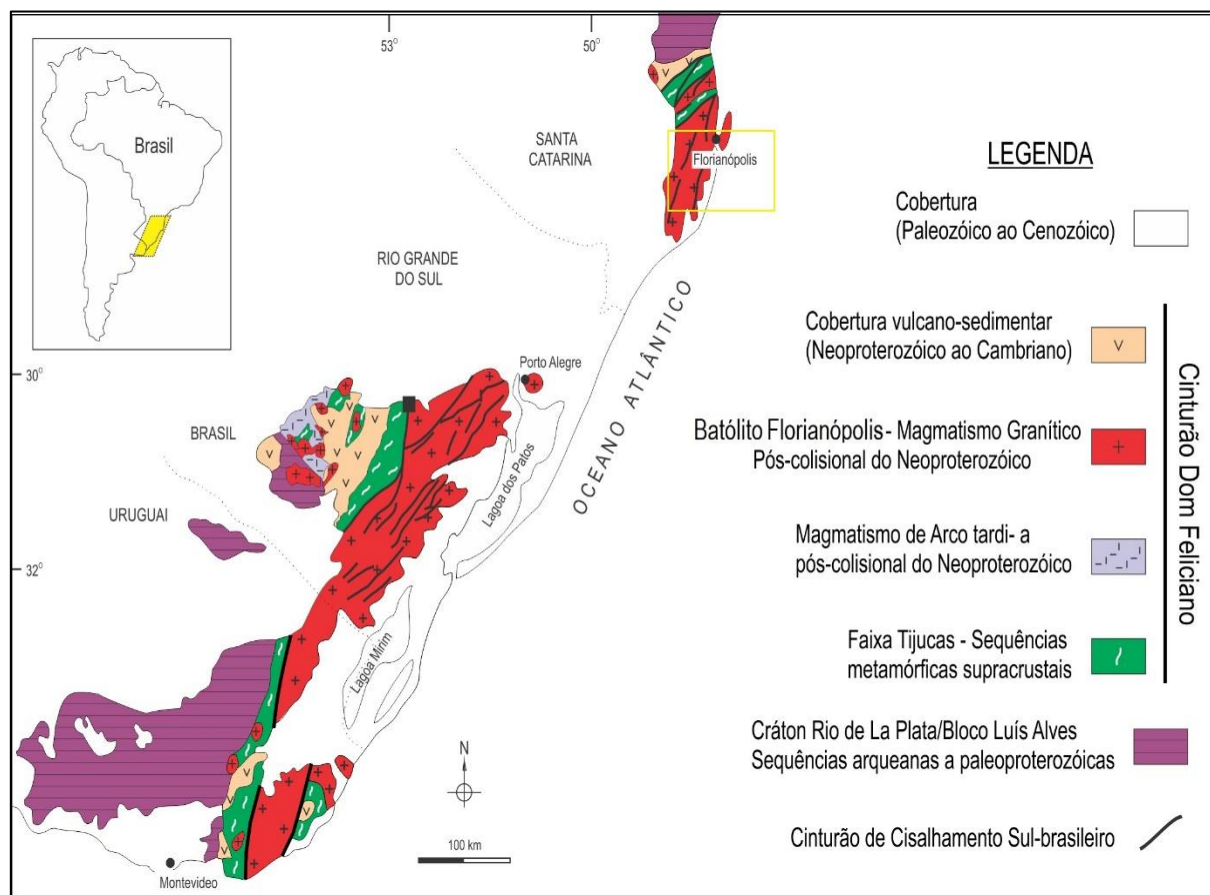
A PM é um sistema orogênico do Neoproterozoico situado na região sudeste e sul do Brasil ao longo da costa atlântica, com cerca de 3000 km de comprimento, que compreende uma faixa de direção NE-SW. No sul do Brasil, as rochas da PM foram fortemente afetadas pelo Ciclo Brasileiro (1000 a 470 Ma), resultando num complexo arranjo justaposto às unidades paleoproterozoicas dos terrenos Brasileiros (CHEMALE JR et al., 1995).

O estágio precoce pós-colisional do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano (BITENCOURT e NARDI, 2000) na região sul do Brasil (630-620 Ma), é marcado por granitoides pertencentes a um Cinturão Granítico, controlado por zonas de cisalhamento transcorrentes destrais de *trend* NE e escala litosférica, a Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG; BITENCOURT et al., 1989) e Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCI; SILVA, 1999).

O Cinturão Granítico é constituído por uma descontinuidade litosférica com geração de sucessivos pulsos de magmatismo plutônico, cuja atividade se estendeu até final do Neoproterozoico, caracterizado pela subducção de crosta oceânica no período de 800-700 Ma, marcado por eventos de colisão entre continentes e arcos magmáticos, no período de 700 e 500 Ma, consolidando por fim o Supercontinente Pangea (BITENCOURT e NARDI, 2000).

Fragoso Cesar (1980) nomina o cinturão de Cinturão Dom Feliciano (CDF; Figura 8), sendo as associações graníticas que o compõem denominadas Batólito Pelotas no Escudo Sul-rio-grandense, Batólito Florianópolis no Escudo Catarinense (SILVA, 1999) e Batólito Aiguá no Escudo Uruguaio.

Figura 8 - Cinturão Dom Feliciano na porção meridional da Província Mantiqueira. Quadrado em amarelo, em destaque para a área de trabalho na região do município de Garopaba, próximo à Florianópolis.



Fonte: Modificado de Bintencourt (1986).

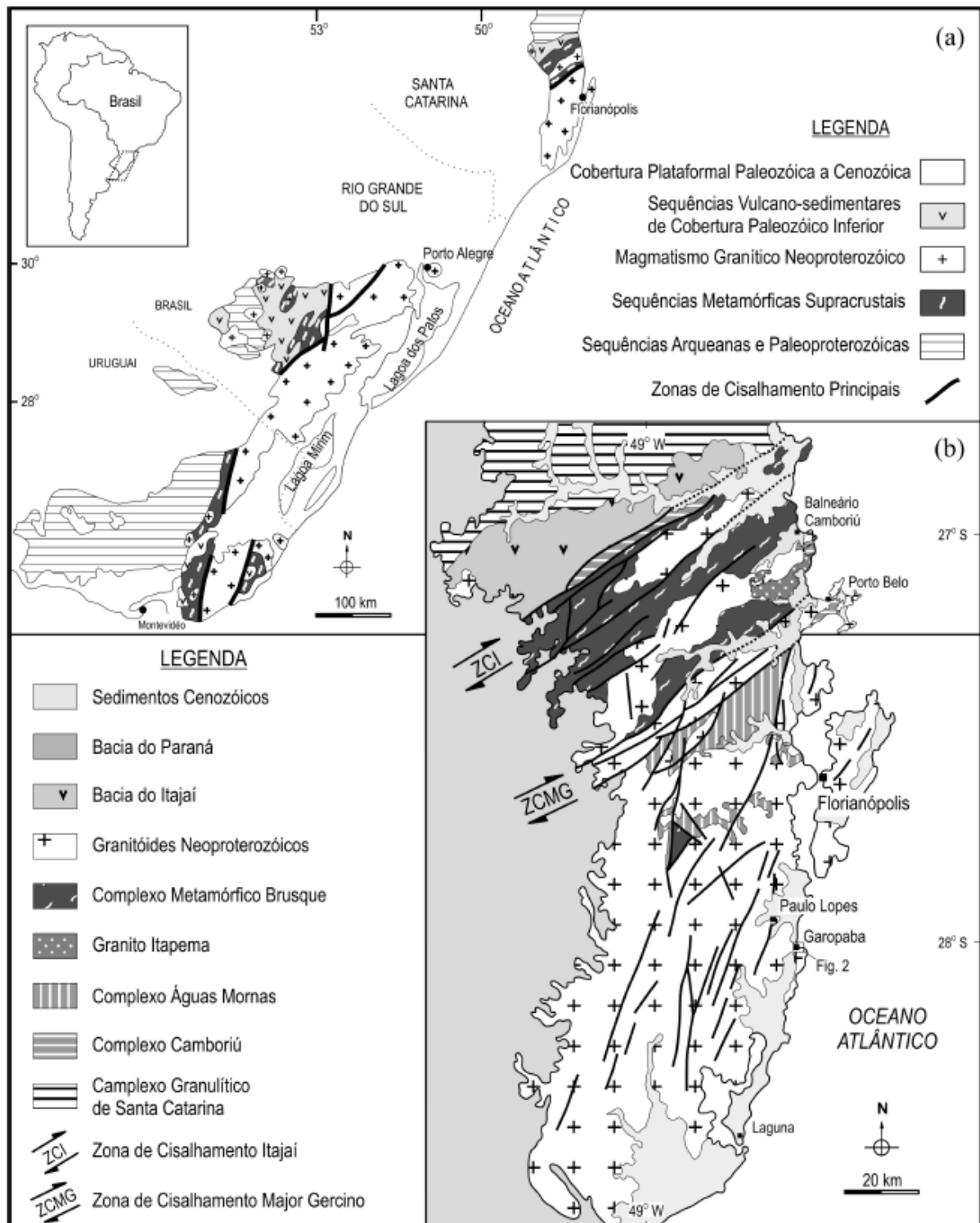
O Escudo Catarinense (EC) vem sendo estudado ao longo dos anos por diversos autores (*e.g.*, BASEI, 1985, 1990; CHEMALE JR et al., 1995; BABINSKI et al., 1997; e outros), principalmente com relação a novos modelos geotectônicos e de evolução crustal, atrelados aos dados geocronológicos pré-existentes e novos, o que resulta o refinamento das interpretações acerca do processo evolutivo desta região (*e.g.*, BITENCOURT e NARDI, 2000; BASEI et al., 2005, 2008, 2011; FLORISBAL, 2007, 2011; CHEMALE JR et al., 2012; PHILIPP et al., 2016; e outros). Portanto, o CDF, situado na porção meridional da PM, passou por diversas interpretações ao longo dos anos, principalmente a partir da década de 1990, devido ao refinamento dos modelos pré-existentes através de dados obtidos com o surgimento de determinações de idades adquiridas através de métodos U-Pb em zircão via TIMS, e também por métodos U-Pb-SHRIMP e, mais recentemente, LA-MC-ICPMS, baseado em dados de idades modelo Sm-Nd, trazendo então novas compartimentações no contexto evolutivo do CDF (FLORISBAL, 2011).

Basei (1985) propõe um modelo de evolução geotectônica para os terrenos pré-Cambrianos a Eo-Paleozoicos para o CDF no Estado de Santa Catarina, através de estudos principalmente isotópicos atrelados a métodos convencionais, como análise estrutural, litoquímica e outros. O autor compartimenta o EC em duas entidades maiores, sendo a oeste o Cráton Rio de La Plata e a leste o Cinturão Dom Feliciano. O CDF é interpretado pelo autor como terrenos formados ou intensamente retrabalhados no Ciclo Brasileiro, e compartimentado de SE para NW em três grandes domínios, caracterizados por associações litológicas distintas que refletem seus diferentes ambientes geradores, e definidos por serem limitados por grandes zonas de cisalhamento, sendo, (a) Domínio Interno: se estende do litoral até a Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG), constituído por terrenos granito-migmatíticos; (b) Domínio Intermediário: formado por coberturas metassedimentares da fácies xistos verdes e anfibolito do Grupo Brusque, distribuídas entre a ZCMG a sul, e a norte pelas litologias do Grupo Itajaí, pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCI) e, (c) Domínio Externo: caracterizado pelos metassedimentos anquimetamórficos a norte da ZCI (BASEI, 1985).

Outra proposta de divisão tectônica através de domínios distintos, com a finalidade de descrever as unidades que compõem o EC e CDF, é trazida no trabalho de Florisbal (2011). É uma compartimentação embasada nos estudos de Basei (1985), porém de forma descritiva, sendo, portanto, e enfatizado pela autora, comedido o uso de conceitos, muitas vezes confusos, utilizados por diversos autores em estudos pré-existentes. Portanto, o EC é compartimentado pela autora em três grandes domínios tectônicos delimitados por grandes zonas de cisalhamento, sendo (a) Domínio Norte, que abrange as unidades paleoproterozoicas do Complexo Granulítico Santa Catarina e neoproterozoicas das Bacias do Itajaí e Campo Alegre, sendo a sul limitado pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó; (b) Domínio Central, composto por rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Brusque e pelo Complexo Camboriú, com algumas ocorrências de rochas graníticas como os granitos Itapema, Corre-Mar, Rio Pequeno, Serra dos Macacos, entre outros, e é limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCI) e a sul pela Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG); e (c) Domínio Sul, definido por rochas graníticas de idade neoproterozoica do Batólito Florianópolis com alguns relictos do embasamento de idade paleoproterozoica representados pelo Complexo Águas Mornas.

Este trabalho tem como enfoque a região do Domínio Sul do CDF, em rochas neoproterozoicas do Batólito Florianópolis (Figura 9).

Figura 9 - Principais unidades geotectônicas da região sul do Brasil, na região meridional da Província Mantiqueira segundo Chemale Jr et al., (1995) em (a), com destaque (b) à Suíte Paulo Lopes, no Batólito Florianópolis (granitoides neoproterozoicos) a sul do Escudo Catarinense.



Fonte: Retirado de Bitencourt (1989).

4.2 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

A sul da Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) ocorrem terrenos graníticos pertencentes ao Batólito Florianópolis (BF). O BF ocorre principalmente na região leste do Estado de Santa Catarina, e corresponde a um significativo cinturão granítico de orientação E-NE (FLORISBAL, 2011).

Existem diversas compartimentações e interpretações tectônicas acerca da estruturação do BF, e alguns consensos são encontrados na literatura (FLORISBAL, 2011), como por exemplo, o magmatismo predominante na região é calcialcalino dentro das primeiras manifestações magmáticas e alcalino nas finais.

Por conseguinte, na região sudeste do CDF, o BF é interpretado e subdividido por Basei (1985) em diferentes suítes que o compõem, definidas através de dados petrográficos, de campo e geoquímicos, em (i) Suíte Águas Mornas (SAM), composta por plútons graníticos deformados, migmatíticos com predominância de leucossomas monzograníticos e mesossomas/paleossomas de composição mais máficas, de idade Neoproterozoica (606 ± 12 Ma) em zircões via U-Pb SHRIMP (BASEI, 1985) e posteriormente, Basei et al., (2000) acrescentam dentro desta compartimentação a Suíte Paulo Lopes (SPL), caracterizada por biotita monzogranitos a protomiloníticos do tipo *augen*, com idade definida no Granito Paulo Lopes de 626 ± 8 Ma (SILVA et al., 2003); (ii) Suíte São Pedro de Alcântara (SSPA), caracterizada essencialmente por biotita granitoides cinzentos, de textura equi- a inequigranular, fracamente deformados e com *schlieren* máficos frequentes, sendo considerado o magmatismo menos evoluído do batólito, partindo do princípio mineral e geoquímico, e de idade U-Pb TIMS em zircão de 617 ± 38 Ma, e; (iii) Suíte Pedras Grandes (SPG), composta por granitos róseos, leucocráticos isotrópicos, decorrentes em pequenos *stocks* e grandes batólitos e interpretados como a manifestação magmática final do BF, com idade Rb/Sr de Basei (1985) em aproximadamente 550 Ma no magmatismo alcalino.

Basei et al., (2000) ainda trazem dados de idade ao BF, obtidos em zircões, como pertencente ao período Ediacarano. Estudos nos granitoides sintectônicos do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb; *e.g.*, BITENCOURT e NARDI, 1993; 2000), apontam para as dominâncias do magmatismo calcialcalino alto-K ou toleítico em 650-630 Ma, caracterizando a fase precoce, posteriormente associações shoshoníticas de aproximadamente 600 Ma e, por conseguinte, associações alcalinas de 590-580 Ma. Bitencourt et al., (2008) relatam a presença de granitoides sintectônicos peraluminosos em um intervalo de 630-617 Ma.

Já Corrêa (2016), fundamentado em Basei et al., (2000), compartimenta o BF em quatro

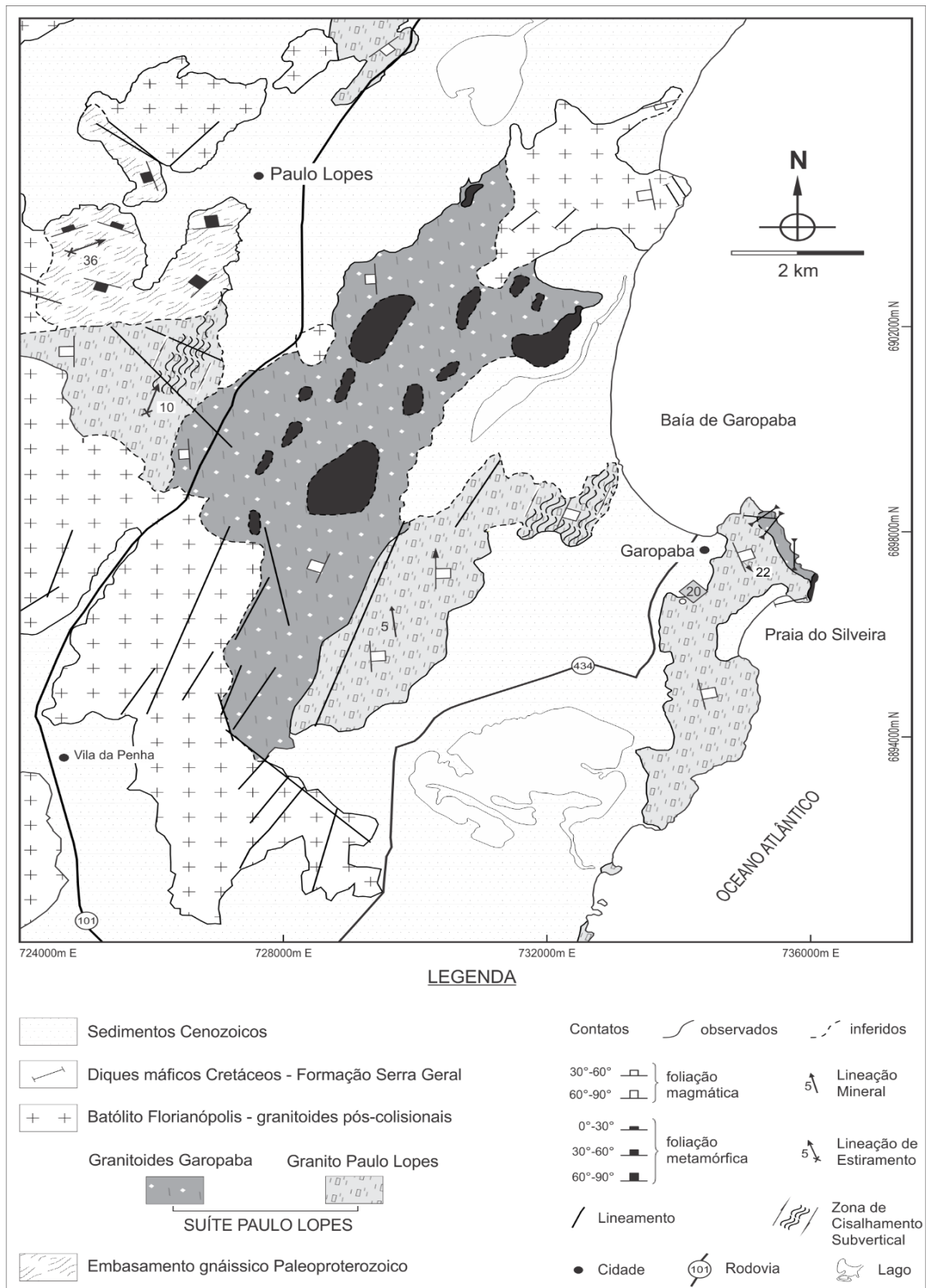
suítes principais e coberturas metassedimentares, sendo inclusas as demais suítes mencionadas anteriormente, e, portanto, sendo apenas acrescentada a Suíte Vulcânica Cambirela (SVC) (*e.g.*, ZANINI et al., 1997; BASEI et al., 2000; BITENCOURT et al., 2008), constituída de uma sequência vulcanogênica, denominada informalmente de riolitos Cambirela (rC), composta por derrames e diques riolíticos além de ignimbritos datados por Basei (1985) em 552 ± 17 Ma, e sucedida por uma unidade plutônica que é representada pelo granito Itacorumbi, associado a rochas riolíticas, e sem idade definida (UFRGS, 1999).

As rochas encaixantes aos granitoides que compõem o BF, são essencialmente ortognaisses atribuídos aos complexos Águas Mornas (ZANINI et al., 1997) e Camboriú (CHEMALE JR et al., 1995), e sequências metavulcanossedimentares do Complexo Metamórfico Brusque (BASEI et al., 2000). Representados pelo magmatismo tardio do BF, ocorrem, à leste da região de Garopaba-Paulo Lopes, diversas rochas graníticas, bem como corpos e diques básicos que intrudem a pequena ocorrência de embasamento gnáissico na região, sendo esta área representada principalmente por litologias da Suíte Paulo Lopes (SPL) (FLORISBAL, 2007), área enfoque desta pesquisa.

4.2.1 Geologia da Suíte Paulo Lopes

UFRGS (1999) adota a nomenclatura Suíte Intrusiva Paulo Lopes para referir às unidades litológicas compreendidas na região correspondente às áreas do município de Garopaba-Paulo Lopes, no estado de Santa Catarina (Figura 10). Que por sua vez, abarca um conjunto de corpos pertencentes ao Batólito Florianópolis (BF), interpretados como parte do magmatismo precoce pós-colisional do batólito (630-620 Ma; BITENCOURT e NARDI, 2000). A SPL fora agrupada em três subunidades definidas conforme as relações de contemporaneidade e cogeneticidade (UFRGS, 1999), Granito Paulo Lopes (GPL), os Granitoides Garopaba (GG) e o Gabro Silveira (GS) (Nardi et al., 2002). Sendo este último desvinculado da SPL por Florisbal et al., (2014) devido à nova idade de 134 Ma atribuída ao Gabro Silveira e demais diques básicos ocorrentes na área que, portanto, os vincula ao Enxame de Diques de Florianópolis (EDF). Silva et al., (2003) datou através de U-Pb SHRIMP, no Granito Paulo Lopes, em 626 ± 8 Ma, e, portanto, a idade da SPL é considerada neoproterozoica.

Figura 10 - Mapa geológico da região de Garopaba-Paulo Lopes. Litologias pertencentes ao Batólito Florianópolis, Suíte Paulo Lopes, sendo Granitoides Garopaba e Granito Paulo Lopes, bem como diques máficos cretáceos ao longo do costão da Praia do Silveira.



Fonte: Modificado de Florisbal et al., 2009.

Os granitoides da Suíte Paulo Lopes são caracterizados por serem foliados e porfiríticos (FLORISBAL et al., 2009).

O Granito Paulo Lopes (GPL), segundo UFRGS (1999), apresenta-se em corpos alongados de direção NNE-SSW paralelo à linha de costa, alternando-se com os Granitoides Garopaba (GG). Constitui biotita monzogranitos a sienogranitos foliados, de textura porfirítica marcada por megacristais de feldspato potássico de 2 a 5 cm de comprimento, imersos em matriz média a grossa composta essencialmente de plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e biotita.

Florisbal et al., (2005), em um trabalho de detalhe na região costeira localizada entre as praias de Garopaba e Silveira, relata dois tipos de textura cumulática principais no GPL, sendo (i) aglutinações de cristais euédricos de feldspatos com tamanhos entre 2 a 6 cm de comprimento, alinhados à estrutura de fluxo e marcados pela pouca ocorrência de material *intercumulus* e, (ii) estratificação modal, com intercalações entre estratos mais ricos em biotita e anfibólio com estratos quartzo-feldspáticos. Sendo ambas variedades cumuláticas observadas em fragmentos de dimensões centimétricas a métricas, nas fases tardias do GPL (FLORISBAL et al., 2005). Estruturas de fluxo magmático são observadas no GPL, e notáveis pelo alinhamento sub-horizontal dos megacristais de feldspato potássico, e também pelos agregados lamelares de biotita, sendo esta observada em uma foliação sub-vertical de direção NNE-SSW (BITENCOURT et al., 2008). Enclaves microgranulares máficos são frequentes e normalmente encontram-se orientados seguindo a foliação principal. Bitencourt et al., (2008) os discerne colocando em termos contaminados ou não, sendo respectivamente enclaves mais angulosos para os menos contaminados, e ovalados de contatos difusos, contendo xenocristais de k-feldspato e quartzo (em raros casos), os mais contaminados.

Os Granitoides Garopaba (GG) são principalmente biotita monzogranitos porfiríticos de matriz heterogranular e raros termos granodioríticos (FLORISBAL et al., 2005). A textura porfirítica é marcada por matriz heterogranular média a grossa, composta de hornblenda subordinada e rara ocorrência de clinopiroxênio reliquiar, sendo, portanto, essencialmente quartzo, feldspatos e biotita.

Os megacristais de feldspato são caracteristicamente ovóides com até 2 cm de comprimento, por vezes manteados por minerais máficos. São observadas também texturas de desequilíbrio, como feldspatos manteados, xenocristais corroídos e ocelos de quartzo são características diagnósticas destes granitoides (FLORISBAL et al., 2005; BITENCOURT et al., 2008). Foliação magmática é pouco desenvolvida e não se observa foliação milonítica. Segundo Florisbal et al., (2005), alterações de alta temperatura são observadas nestes granitoides,

assinaladas por venulações de quartzo e clorita, e frequentemente encontrada associada à faixas onde é comum a recristalização de quartzo.

Em relação ao GPL, há um aumento no teor de minerais máficos, com acumulações destes minerais ao redor dos cristais de dimensões maiores, além de relevante diminuição nos teores de quartzo. Fragmentos de dimensões centimétricas a métricas, de contatos irregulares, das variedades cumuláticas do Granito Paulo Lopes ocorrem dentro dos GG. Próximo ao contato com o Gabro Silveira, são mais abundantes os enclaves microgranulares máficos (FLORISBAL et al., 2005).

Os contatos entre os granitoides são reportados por Florisbal et al., (2005) e Bitencourt et al., (2008), sendo predominantemente gradacionais, destacando-se nos Granitoides Garopaba a ausência de foliação milonítica, presente no Granito Paulo Lopes. Os autores observam que, nas bordas do corpo principal, os GG apresentam um discreto afinamento do tamanho de grão, bem como aumento na proporção de quartzo. Porém, são observadas características que apontam para a defasagem da cristalização dos dois magmas, com o aparecimento de fragmentos cumuláticos do GPL nos GG. Segundo Bitencourt et al., (2008), os contatos intrusivos entre os granitoides da SPL indicam para o baixo contraste de temperatura entre eles, e assim, para as relações de contemporaneidade. Porém, são identificadas feições, mesmo que discretas, que indicam que o posicionamento do GG foi pouco posterior aos GPL, identificadas na discreta diminuição da granulação dos GG em direção aos GPL. Há também aparecimento abundante de material aplo-pegmatítico nas adjacências do contato entre GPL com os GG, sugerindo que houve supersaturação daquele sistema granítico por ocasião da entrada deste último.

4.2.2 Enxame de Diques de Florianópolis

A primeira metade do Cretáceo é marcada por extensas províncias magmáticas, sendo os derrames continentais Paraná-Etendeka (133-130 Ma; *e.g.*, RENNE et al., 1996), um dos exemplos mais expressivos. A Província Mágmatca Paraná (PMP), é considerada a segunda maior província de basaltos continentais do mundo em área preservada (*e.g.*, MARTELETO, 2015). Associado ao magmatismo da PMP, têm-se a presença de grandes enxames de diques expostos ao longo da costa sudeste-sul, representados pelo Enxame de Diques Santos-Rio de Janeiro, Ponta Grossa e Florianópolis (*e.g.*, FLORISBAL et al., 2014; RAPOSO, 2016), e caracterizados por serem diques essencialmente basálticos. Alvo desta pesquisa, o Enxame de Diques de Florianópolis (EDF) é considerado como parte do sistema de alimentação das lavas

da PMP (ALMEIDA, 1981) de idade Eo-Cretácea. O EDF é caracterizado pela ocorrência de diques básicos de *trend* NNE com espessuras variadas (FLORISBAL et al., 2014). É marcado pela presença de basaltos toleíticos, que incluem basaltos tipo alto-Titânio (ATi) e baixo-Titânio (BTi). O EDF se encontra ao longo da costa de Santa Catarina, principalmente no município de Florianópolis e região continental adjacente. Estudos de Florisbal et al., (2005, 2007, 2009, 2014) identificaram na região de Garopaba, especificamente na área compreendida entre esta e a Praia do Silveira, 19 diques básicos (134 Ma; FLORISBAL et al., 2014) expostos ao longo do costão, encaixados nos granitoides sintectônicos da SPL (630-620 Ma), que preenchem fraturas de direção preferencial NE-SW (subordinadamente, NW-SE).

Na região de Garopaba-Silveira, o Gabro Silveira (GS) e diques associados representam a ocorrência do EDF em corpos com direção NNE-SSW, apresentando-se como diques individuais com variação de espessura, entre 20 e 40 metros (FLORISBAL et al., 2005). Os diques tardios identificados na região encontram-se com orientação NE-SW, e cortam as demais litologias da área, além de serem caracterizados por terem sua extensão restrita, com apenas 20 a 40 cm de espessura, ocorrendo de forma pontual na localidade. Estes são diabásios de textura fina e possuem bordas de resfriamento bem desenvolvidas e disjunção colunar (FLORISBAL et al., 2005).

No geral, os corpos básicos da região são predominantemente diabásios de textura equigranular média, compostas de plagioclásio (labradorita-andesina), ortopiroxênio, pigeonita, augita subcálcica, olivina, ferro-hornblenda, hornblenda magnésiana e biotita. Dentre as características comuns apresentadas, são reportadas por Florisbal et al., (2005), texturas subofítica e ofítica. São rochas composicionalmente homogêneas, porém, as amostras apresentam texturas diversas, tornando possível a subdivisão em fácies distintas, sendo: fácies equigranular média a grossa (*feg*), fácies equigranular média a fina (*fef*) e fácies porfirítica (*fp*). Assim sendo, as rochas da *feg* ocorrem no interior do corpo principal e apresentam textura subofítica, ofítica e raramente granofírica nos interstícios. Já as rochas da *fef* são encontradas no interior dos diques, e se apresentam com textura heterogranular, subofítica a ofítica, e ocorrem aglomerados de cristais de clinopiroxênio ou plagioclásio precoces. As rochas da *fp* se encontram nos diques básicos tardios, marcadas por texturas porfirítica ou glomeroporfirítica de matriz fina e raramente ocorre textura equigranular fina a afanítica. Os autores ainda citam que esta última fácies se encontra nas bordas dos diques ou em margens resfriadas, e reportam ainda que não aparecem claras as relações de mútua intrusão dos diques com as encaixantes graníticas.

4.3 FEIÇÕES DE INTERAÇÃO ENTRE AS LITOLOGIAS: CAMPO E MICROESTRUTURAIS

Na localidade, feições de interação entre diques e corpos básicos em granitoides da SPL são reportados primeiramente por Florisbal et al., (2005) e Florisbal (2007). Estas interações são atestadas em relações de contato entre os corpos. Sendo estes contatos predominantemente interlobados e raramente retos (FLORISBAL et al., 2005, 2009; Florisbal 2007).

Contudo, para cada granitoide, a interação com os corpos básicos se dá de forma variada. É importante destacar que, todas estas relações de contato reportadas pela autora eram interpretadas como relações de mútua intrusão e, neste contexto, os diques eram interpretados como sinplutônicos, logo de idade neoproterozoica. Com relação ao GPL, os contatos são predominantemente retos e há ocorrências de injeções do GPL no GS, contendo, portanto, fragmentos de magma básico no interior do granito, sendo à época, relacionados a contemporaneidade entre magmas por Florisbal et al., (2005). Injeções de GPL no GS são também mencionadas, o que sugere que o GPL era quase sólido à época da intrusão do GS. Já em relação aos GG, os contatos com o GS são normalmente interlobados e raramente retos. E as feições de contemporaneidade trazidas por Florisbal et al., (2005), seriam então mais evidentes nos GG do que no GPL, sendo observadas injeções tabulares dos granitoides no GS. Também são reportadas pelos autores, apófises e vênulas dos granitoides identificadas no GS, de contatos crenulados, do mesmo modo que injeções do magma básico nos granitoides, com contatos também irregulares, sendo exemplos de feições de interação entre os líquidos.

Florisbal et al., (2009) retratam dados petrográficos e aspectos microestruturais comparativos entre os granitoides da SPL, importantes feições até então desconhecidas, devido às abordagens menos detalhadas em estudos prévios. São aludidas novas informações a respeito do comportamento dos minerais *k*-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita em ambos corpos, bem como feições que atestam desequilíbrio na temperatura do sistema, ponto de partida desta pesquisa, juntamente com novos dados geocronológicos em corpos básicos de Florisbal et al., (2014), abrindo para novas interpretações às feições aqui adiante expostas.

Assim sendo, Florisbal et al., (2009) citam que as principais feições diagnósticas em cada mineral principal que compõe os granitoides, são (a) *k-feldspatos*: os contatos entre a matriz e o *k-feldspato* são normalmente reativos. Ocorrem também fraturas intragranulares preenchidas por material da matriz. No Granito Paulo Lopes são observados 25% de fios ou veios de pertitas, enquanto que nos Granitoides Garopaba são encontrados no máximo 10% destes materiais.

Extinção ondulante dos feldspatos são observadas nos dois granitoides, bem como inclusões concentradas de plagioclásio cálcico e biotita. Aparecimento de largos subgrãos que sugerem reações de deformação de altas temperaturas (*e.g.*, VERNON, 2004) são observados em megacristais do GPL. Já em relação à matriz, é reportado pelos autores que esta se apresenta em cristais geralmente xenomórficos, por vezes formando agregados de grãos recrystalizados; (b) *plagioclásios*: são restritos à matriz do GPL, enquanto que nos GG são comuns os cálcicos e em formas regularmente zonadas, raramente em megacristais. Extinção ondulante é muito mais pronunciada nos plagioclásios do GPL, bem como pequenos subgrãos nas bordas dos cristais maiores. *Kink bands* são comumente características em plagioclásios nos dois tipos de granitos; (c) *quartzos*: são mais abundantes nos GPL em relação ao GG, e nos dois granitoides os cristais de quartzo mostram extinção ondulante e subgrãos, com padrão de xadrez subordinado, indicando deformação de temperaturas acima de 650°C sob baixas pressões. No GPL, subgrãos prismáticos são comuns, bem como formas abauladas envoltórias aos limites dos grãos, com migração de recrystalização (pequenos grãos recrystalizados em ambas as matrizes e nas bordas de grãos maiores). Subgrãos em padrão xadrez são encontrados em grandes grãos de quartzo relicto do GPL. Recrystalização estática característica é comum na matriz do GPL e rara nos GG; (d) *biotitas*: são a principal fase mineral máfica nos dois granitoides da SPL, formando agregados com distribuição irregular. Os GG contêm maiores teores de minerais máficos, e hornblenda também é encontrada, raramente contendo relictos de clinopiroxênio, reportado por Bitencourt et al., (2008). Alteração dos agregados máficos é encontrada nos dois granitoides, apesar de ser mais intenso nos GG, e dá origem ao epidoto, clorita, minerais opacos e titanita xenomórfica.

5 RESULTADOS

5.1 GEOLOGIA DA SUÍTE PAULO LOPES E DIQUES BÁSICOS INTRUSIVOS: RELAÇÕES DE CAMPO

As litologias estudadas encontram-se expostas em duas regiões morfológicas principais: ao longo do costão da Praia do Silveira, bem como nos pequenos morros em direção ao continente. Nesta área ocorrem tanto os granitoides da Suíte Paulo Lopes como os diques básicos (basaltos) neles intrusivos. Os afloramentos dos costões ocorrem como amplos e extensos lajeados de dezenas de metros. Já na região dos morros ao interior, são identificados apenas granitos em afloramentos de corte de estrada ou blocos e matacões espalhados ao longo das encostas.

Com relação às variedades composicionais encontradas, é dado nesta seção um panorama geral das mesmas, de forma a dar consistência e destaque à mineralogia e texturas que atestam os processos de fusão.

Foram coletadas 14 amostras em 15 pontos. Esta coleta de amostras seguiu uma sistemática de perfis de amostragem nas regiões mais próximas da zona de fusão (contato com os diques básicos) para regiões mais distantes dos mesmos, com o intuito de investigar a extensão lateral da fusão (Figura 11). Os perfis possuem extensões variadas, sendo o Perfil 1 (em rosa) de 365m, Perfil 2 (em azul) 240m e o Perfil 3 (em amarelo) 390m.

A Figura 12 apresenta o mapa geológico local, que mostra a localização dos pontos estudados tanto nesta pesquisa, como em trabalhos anteriores de Florisbal et al., (2005).

Figura 11 - Mapa de amostragem e perfis traçados em campo. (A) Perfil 3: representado pela cor amarela, situado em pequenos morros a oeste. (B) Perfil 1: cor rosa, saindo tão logo do costão em direção ao continente. (C) Perfil 2: cor azul, região mais a norte da área de estudo.

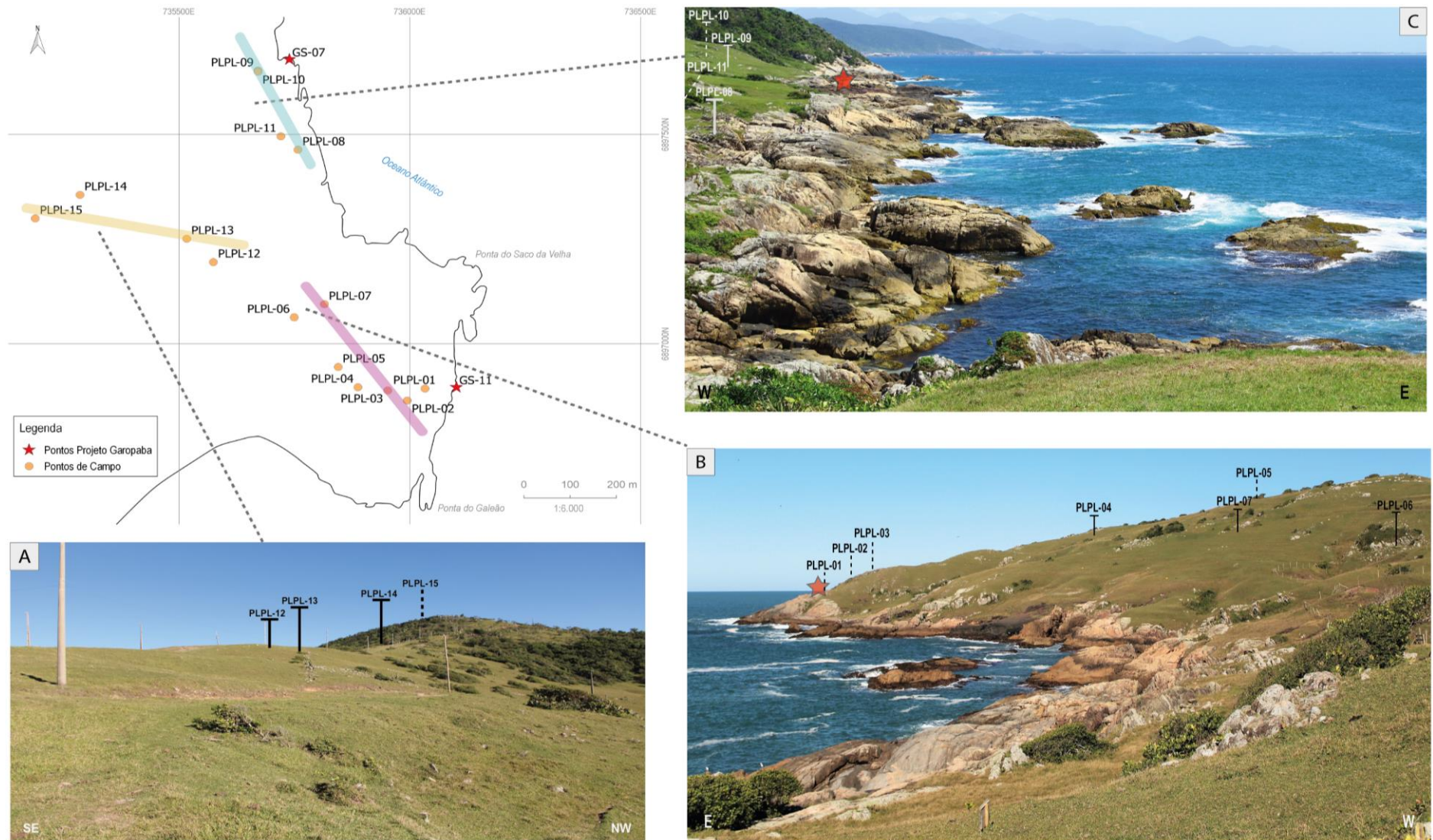
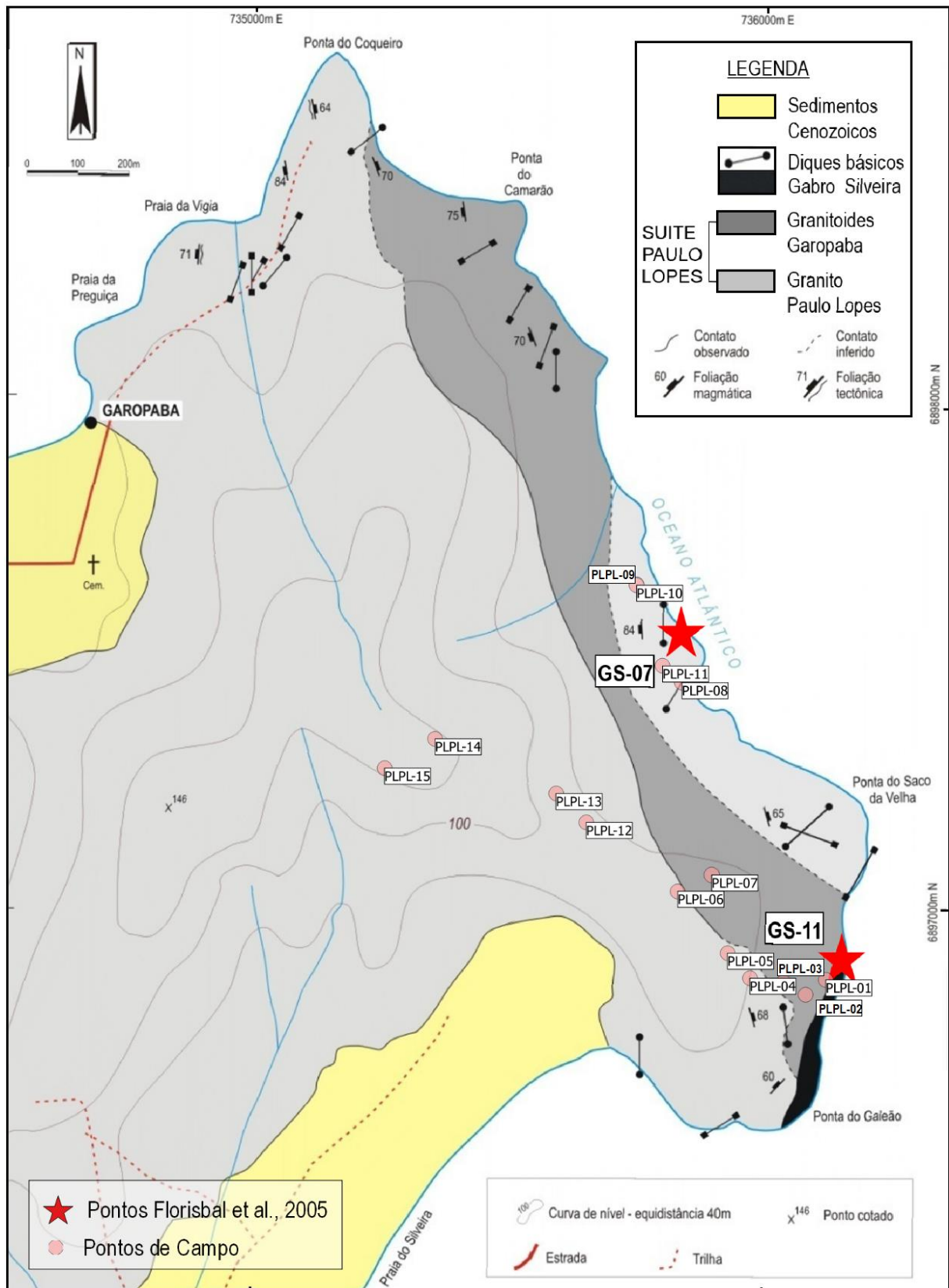


Figura 12 - Mapa geológico da Suíte Paulo Lopes no costão entre a Praia do Silveira e de Garopaba com indicações dos pontos de campo do projeto 2017, além de pontos antigos de Florisbal et al., 2005.



Fonte: Modificado de Florisbal et al., 2005.

5.1.1 Interações entre diques básicos e granitoides encaixantes: feições de campo

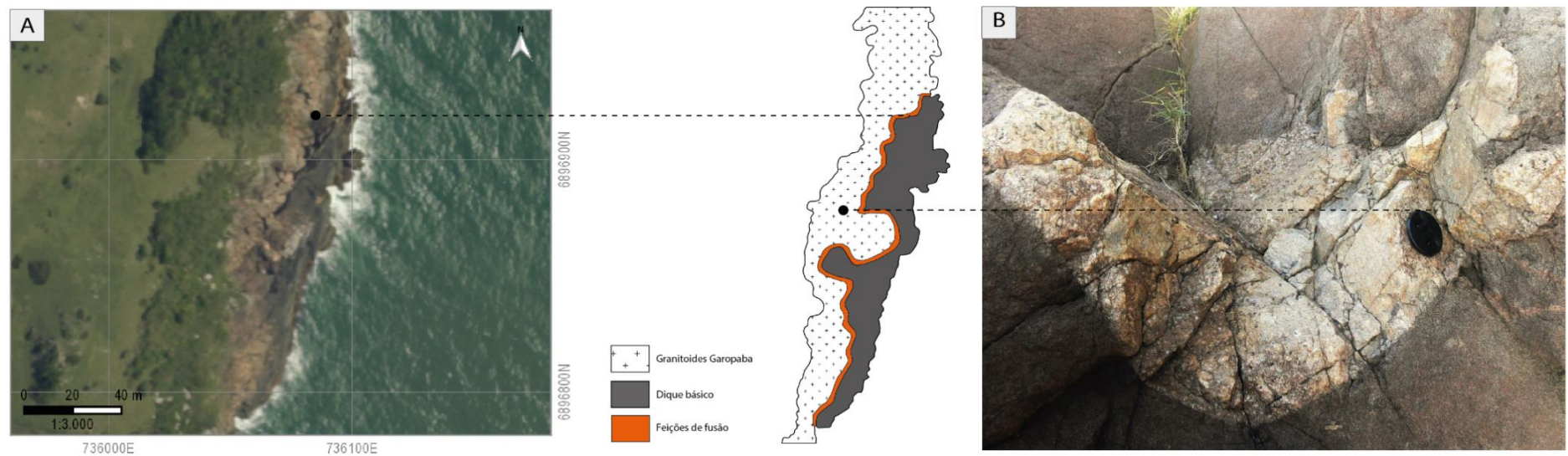
Relações de interação entre magmas, como contatos retos a sinuosos entre diques básicos e encaixantes, com ocorrência de veios e vênulas dos granitoides intrudindo o dique básico (relação de mutua intrusão locais), são comumente observadas nos contatos entre estas litologias. Em regiões ainda próximas aos contatos (~200 metros), mas já fora do contato direto com os diques, ainda é possível observar algumas modificações na textura original das rochas granitoides, que sugerem ainda a influência termal dos diques básicos. A identificação das rochas granitoides encaixantes com suas características texturais preservadas somente se dá há aproximadamente 600 metros de distância da ocorrência dos diques básicos (costão). Todas estas variações laterais de contatos e características texturais que atestam a extensão da fusão como da ordem de centenas de metros foram os critérios utilizados para o traçado e desenvolvimento dos perfis. Estas relações de campo são aqui apresentadas em detalhe, sempre partindo da zona de contato direto com os diques para zonas mais distais com relação aos mesmos.

Na região de contato imediato com os diques básicos, os granitoides apresentam contatos bastante variados, sendo em geral retos, mas localmente interlobados, interdigitados ou crenulados, sugerindo coexistência dos magmas.

A Figura 13 apresenta um afloramento do Gabro Silveira intrusivo nos Granitoides Garopaba no costão da Praia do Silveira na porção mais a sul, ponto inicial do trabalho de campo. Este corpo básico possui direção preferencial NE. Neste ponto, há ocorrência de apófises de material granítico fundido intrudido nos contatos com o Gabro Silveira.

O croqui (Figura 13 A) apresenta o Gabro Silveira em contato com os Granitoides Garopaba. O granito apresenta textura heterogranular, contudo com relictos de feldspatos imersos em matriz fina a média, o que não é a textura tipicamente encontrada nos Granitoides Garopaba longe dos contatos com os diques básicos (Figura 13 B).

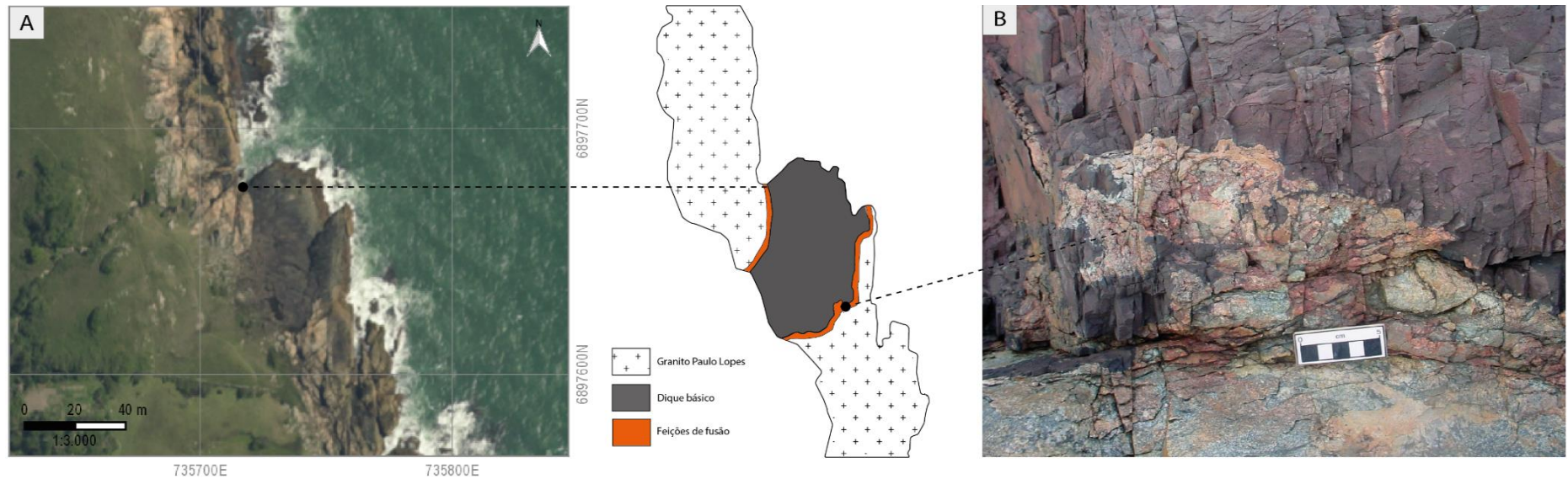
Figura 13 - Afloramento de diques básicos no costão da Praia do Silveira na seção sul (ponto GS-11; Fig. 12). (A) Foto aérea em escala 1:3000, utilizada na confecção do croqui dos Granitoides Garopaba em contato com o dique básico, com a delimitação das feições de fusão em laranja. (B) Apófise dos Granitoides Garopaba fundido no Gabro Silveira (líquido gerado na fusão) rico em matriz fina.



Ainda observando as feições de relação de contato entre diques básicos e granitoides, outro ponto analisado fica na porção mais a norte do costão. Neste local, são observados contatos que atestam a variação textural dos granitoides quando em contato direto com os diques, evidenciadas em forte interação entre o Granito Paulo Lopes e o dique básico, conforme demonstra a Figura 14. O Granito Paulo Lopes possui textura heterogranular com matriz fina abundante, muito diferente do Granito Paulo Lopes fora das zonas de fusão, quando é porfirítico de matriz grossa.

A Figura 14 (B) apresenta feições de *back veining* com contatos irregulares entre o granito fundido e os diques básicos, bem como a presença de assimilação parcial do material granítico fundido no dique.

Figura 14 - Afloramento de diques básicos no costão da Praia do Silveira (ponto GS-07; Figura 12). (A) Foto aérea em escala 1:3000, utilizada na confecção do croqui do Granito Paulo Lopes em contato com dique básico. O croqui esquemático apresenta a delimitação da fusão ao longo dos contatos principais entre as litologias (laranja). (B) Contatos irregulares entre apófise de granito fundido e o dique básico. O último com assimilação parcial do granito fundido.



5.1.2 Delimitação das feições de fusão: zonas e subzonas

É possível discernir as feições de fusão quando observadas em amostras de mão e até mesmo em campo. Estas zonas de fusão são identificadas onde se observa uma série de veios, vênulas e apófises, fisicamente contínuas com os granitoides encaixantes que adentram os diques básicos (Figuras 13 e 14).

A variação lateral das evidências de fusão permitiu a caracterização de duas zonas principais: Zona (a): fusão notável e Zona (b): fusão oculta (Figura 15).

O critério de criação destas grandes zonas foi através das observações em campo, quando feições visíveis foram identificadas, agrupou-se em uma zona de fusão notável, e quando a trama da rocha, aparentemente (em campo – meso escala), continham poucas variações se comparadas aos originais, assumiu-se à zona oculta de fusão.

Figura 15 - Mapa de zonas que delimitam espacialmente a fusão ao longo dos pontos descritos, a partir de análises de campo e macroscópicas.



Entretanto, se considerados os aspectos texturais em detalhe, é possível ainda separar três subzonas. Estas subzonas serão utilizadas para demonstrar que os processos de fusão não são apenas restritos aos locais imediatos aos contatos com os diques básicos.

Desta forma, as subzonas são: (i) *melt* remobilizado; (ii) *melt* aprisionado e (iii) pequenas evidências de fusão ao longo dos grãos.

5.1.2.1 Zona (a): Fusão notável

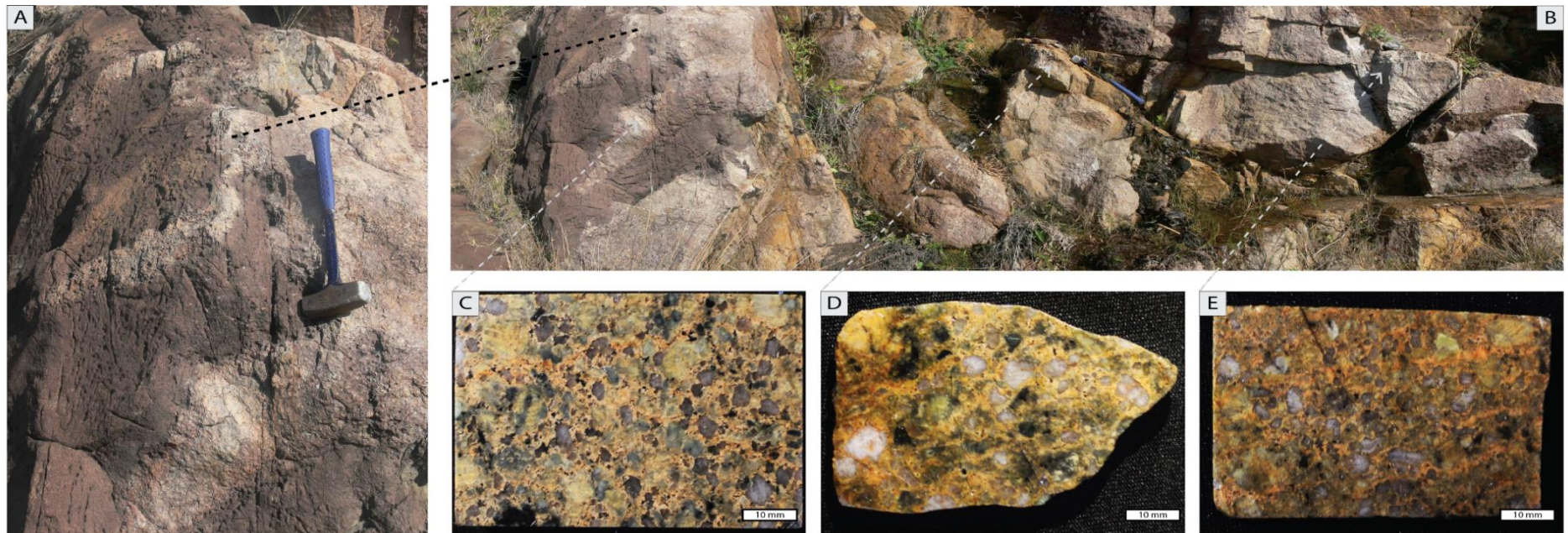
5.1.2.1.1 (i) *Melt remobilizado*

Esta zona é caracterizada por feições que atestam a fusão de forma nítida. A identidade textural dos granitoides é muito diferente daquela observada quando em longe dos contatos com os diques. Nestes locais, os granitoides encaixantes possuem texturas similares às rochas hipabissais, ou seja, marcadas pela presença de cristais maiores imersos em matriz fina abundante. Na região imediatamente em contato com os diques básicos, vê-se que o amplo desenvolvimento de matriz permite que a mesma coalesça e migre, sendo então originados veios, vênulas e apófises de material granítico fundido que se projeta para o interior dos diques básicos. O material fundido tem cristais maiores reliquias de hábito xenomórfico e matriz fina a afanítica. Outro aspecto importante desta zona é a ausência de biotita em ambos granitoides.

Inicialmente, em observações ao longo do costão da praia do Silveira, na porção mais a sul, são identificados os Granitoides Garopaba em contato com o Gabro Silveira (pontos PLPL-01 e 02, bem como GS-11, Figuras 12 e 15).

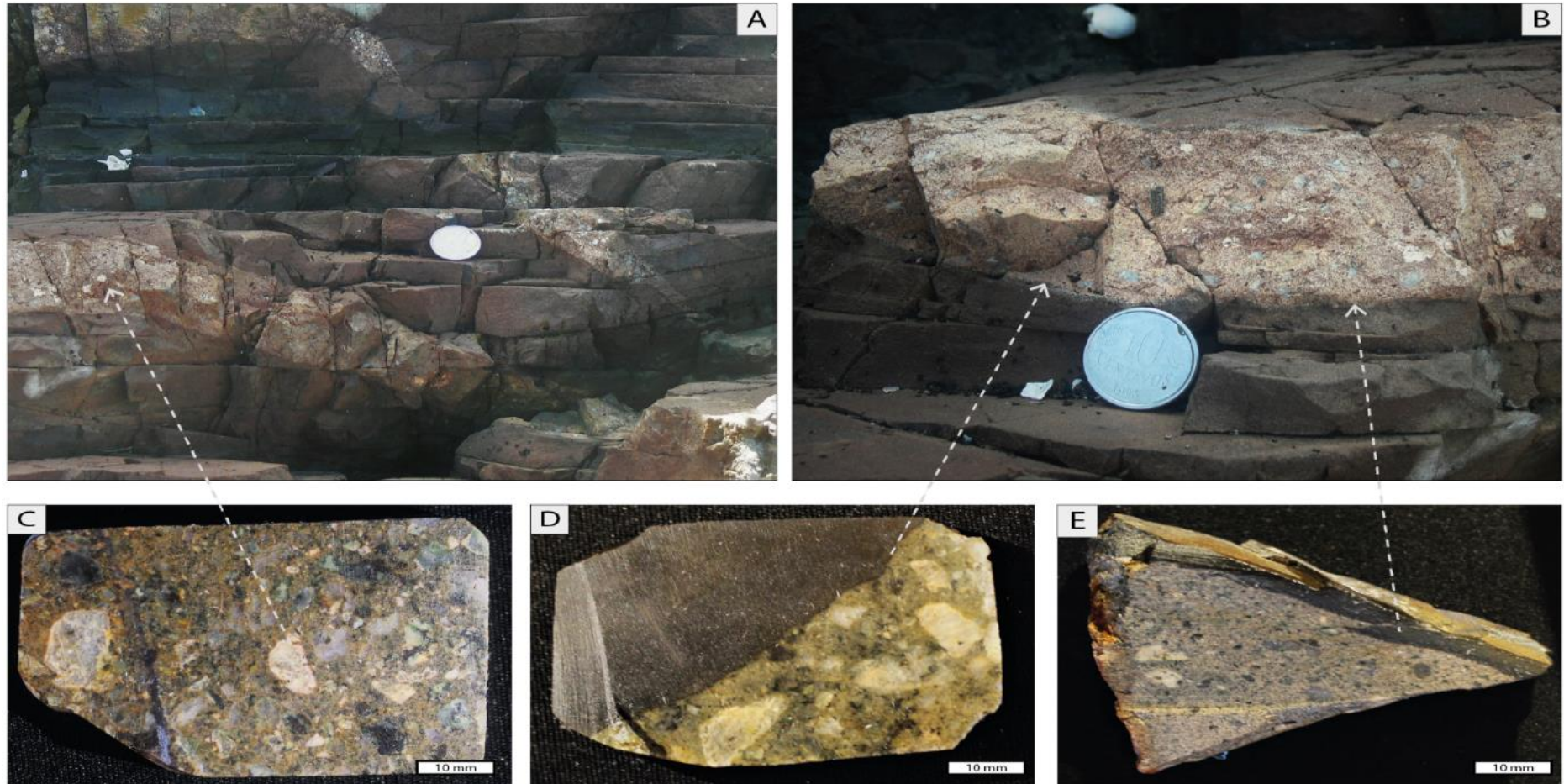
A interação entre os Granitoides Garopaba e os diques básicos é evidenciada através da formação de apófises de material granítico fundido que adentra o Gabro Silveira (Figura 16; A e B). A perda da identidade textural do granito é nítida, principalmente com o aumento substancial do volume de matriz fina entre os grãos, bem como a presença de cristais reliquias de quartzo e feldspato, ambos ameboides. Texturas de desequilíbrio são identificadas, como presença de quartzos arredondados, ou até mesmo cristais relictos de feldspatos também arredondados ou de contatos embaiados, muitas vezes mostrando absorção parcial. Alguns dos cristais reliquias contém filmes milimétricos de material criptocristalino (Figura 16; C, D, E).

Figura 16 - Afloramento GS-11 constituído de Granitoides Garopaba em contato com o Gabro Silveira. (A) Detalhe para os contatos interdigitados das apófises de granito fundido em direção ao Gabro Silveira. (B) Perfil de coleta de amostras (C) – contato direto com o GS, com ampla ocorrência de cristais reliquiares de quartzo e feldspatos circundados por matriz fina a vítrea; (D) - 80 cm de distância de GS, com cristais reliquiares e contatos embaiados e amplo desenvolvimento de matriz fina; (E) – 160 cm do GS cristais reliquiares e filmes de *melt*.



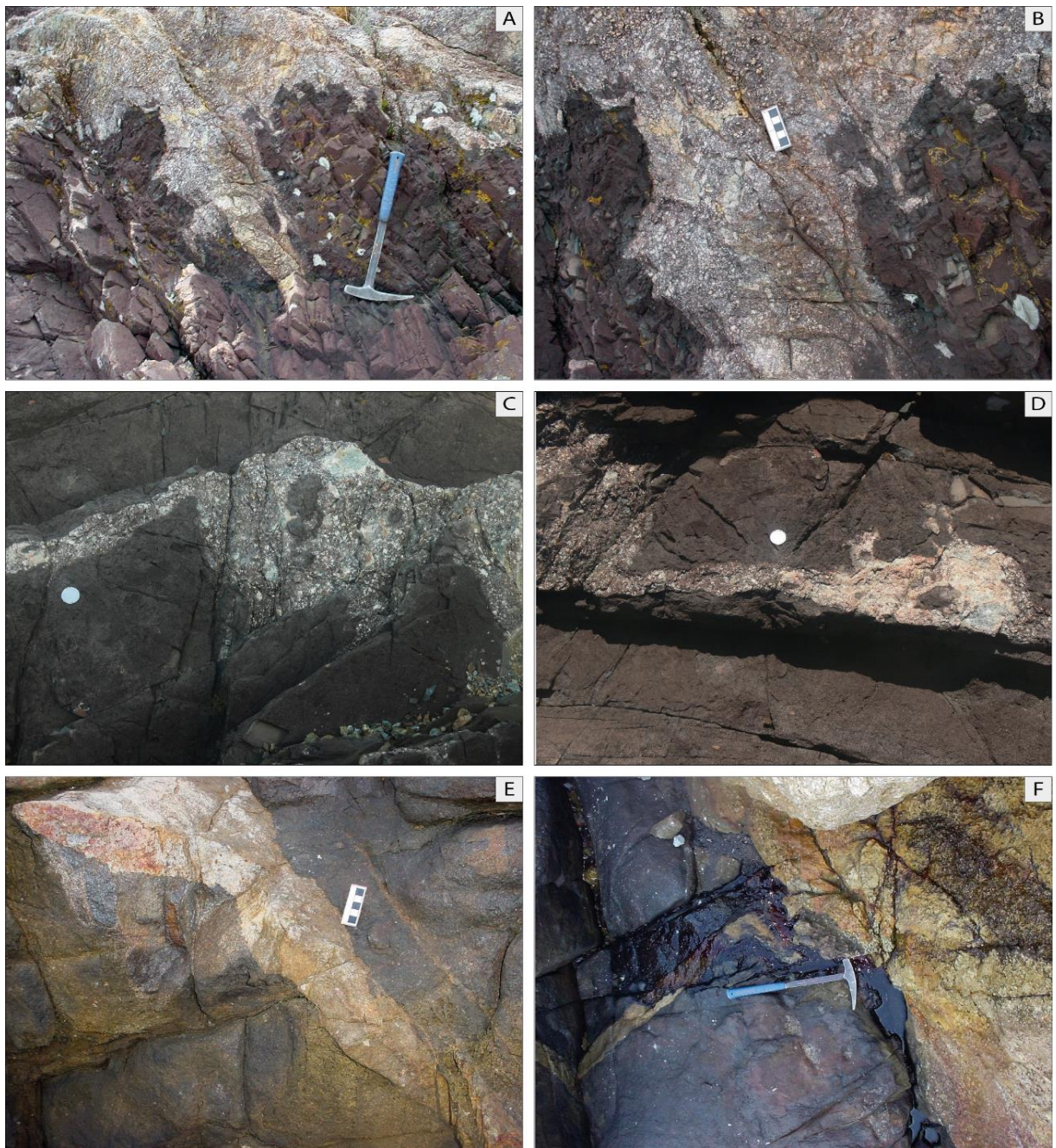
Em diversos outros pontos, ainda dentro desta zona (Figura 12), pode-se observar estas feições de fusão bastante desenvolvidas, como no caso da porção norte do costão nas proximidades de GS-07 (e PLPL-09-10), ilustrada na Figura 17. Nas Figuras 17 A e B são observadas apófises do Granito Paulo Lopes parcialmente fundido projetado para o interior do dique básico, cujos contatos são interdigitados a lobados. A perda da identidade textural original da rocha também é notável neste ponto, o que é visível pelo aumento considerável de matriz fina a vítrea entre os grãos, cristais de quartzo arredondados e parcialmente corroídos e cristais de feldspato xenomórficos, sendo a textura porfirítica de matriz grossa típica deste granito não mais reconhecível.

Figura 17 - Afloramento GS-07 caracterizado por apófises de material fundido de Granito Paulo Lopes no interior de dique básico. (A) Injeções de material granítico fundido em dique básico. (B) Detalhe da foto A, mostrando o amplo desenvolvimento de matriz fina e cristais reliquiares do GPL. (C) Amostra de mão com destaque para os relictos de k-feldspato imersos em matriz fina abundante. (D) Amostra em detalhe com o contato reto do dique básico e GPL, também ilustrando em detalhe os relictos de k-feldspato. (E) Mútua intrusão entre GPL fundido e dique básico.



A Figura 18 apresenta outros pontos de campo localizados entre GS-07 a GS-11, próximos ao costão, que estão em contato direto com os diques básicos e o Granito Paulo Lopes, onde se observam feições de *back veining*. É possível identificar a nítida perda das características originais dos granitos nesta porção, e em diversos casos também o aparecimento de relictos de k-feldspatos, com detalhe importante ao aumento de matriz entre estes cristais, muitas vezes penetrando as fraturas dos cristais maiores. Há também variações do tamanho das apófises em alguns pontos, bem como ocorrência de xenólitos do granito parcialmente fundidos no interior dos diques (Figura 18; E, F).

Figura 18 - Feições de campo atestando a interação entre as fusões do Granito Paulo Lopes e os diques básicos. (A) Veios e vênulas do Granito Paulo Lopes fundido adentrando o dique básico. Notar a clara continuidade física das vênulas e veios com o Granito Paulo Lopes no contato, e destaque para os contatos interdigitados e irregulares das vênulas com o dique, atestando a contemporaneidade entre os magmas gerados na fusão e o dique (B) Detalhe do contato entre fusão granítica e diques básicos; observar aumento expressivo de matriz no granito quando mais próximo ao dique, e perda da textura porfirítica típica do granito. (C) *Pockets* de fusão com contatos difusos no dique com pedaços de basalto parcialmente assimilados e (D) *Pockets* de fusão com contatos difusos no dique com porções da fusão sendo assimiladas pelo dique. (E) Xenólitos parcialmente fundidos e de formas irregulares de Granito Paulo Lopes imersos no dique básico. (F) *Back veining* de espessura centimétrica e extensão visível métrica projetando-se ao interior do dique básico. Material fundido sem cristais reliquiais, apenas *melt* remobilizado de textura fina.

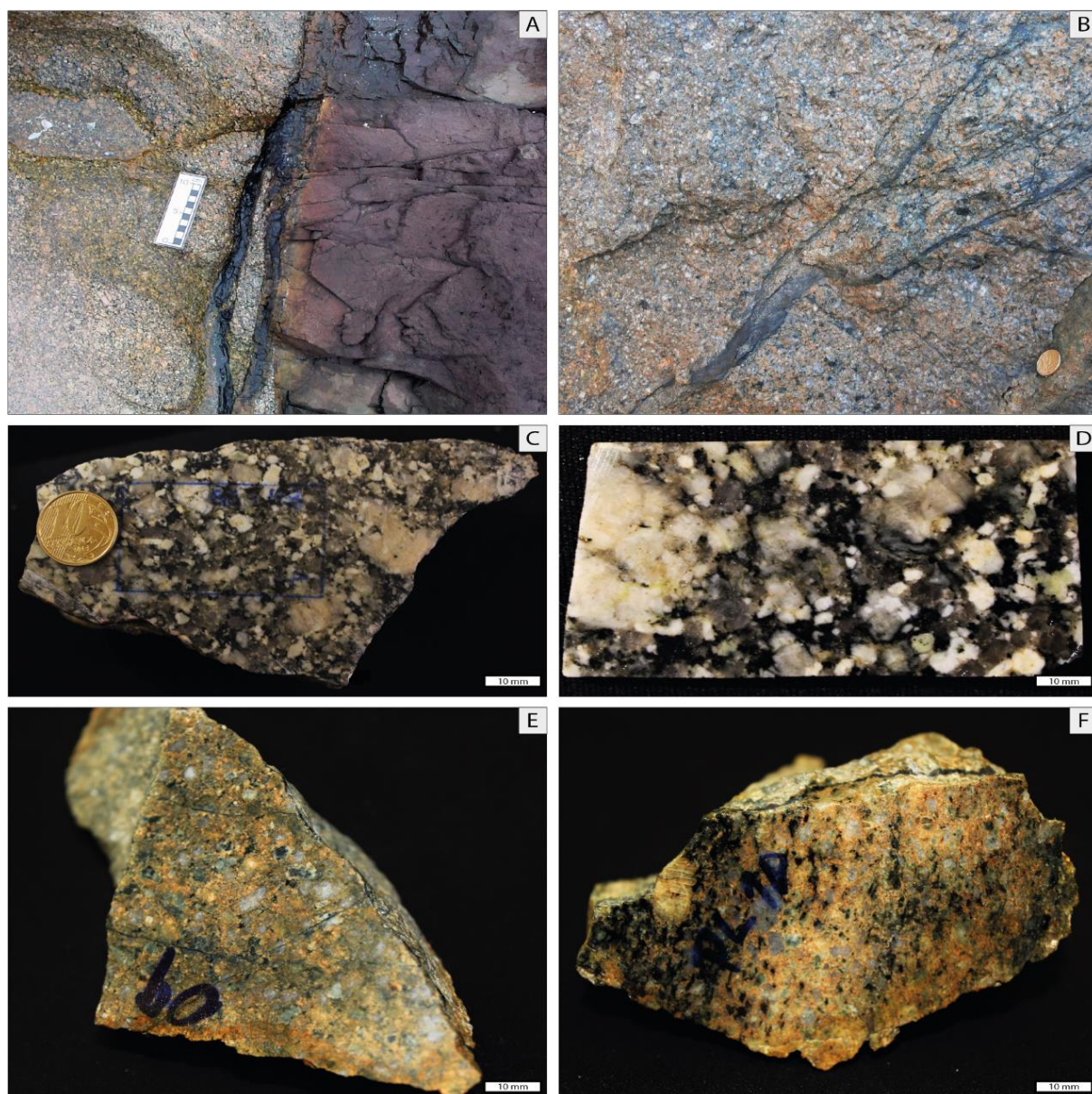


5.1.2.1.2 (ii) *Melt aprisionado*

Esta subzona é caracterizada por rochas que ainda apresentam feições que denunciam fusão, mas que não geram *back veining*. As evidências de fusão são aumento de matriz, com relictos de minerais do que eram os protólitos pré-fusão, sendo estas feições semelhantes às de rochas hipabissais. Porém, o que se nota é que estas feições são mais sutis, como por exemplo, o aumento de matriz já não é tão expressivo como nos exemplos anteriores.

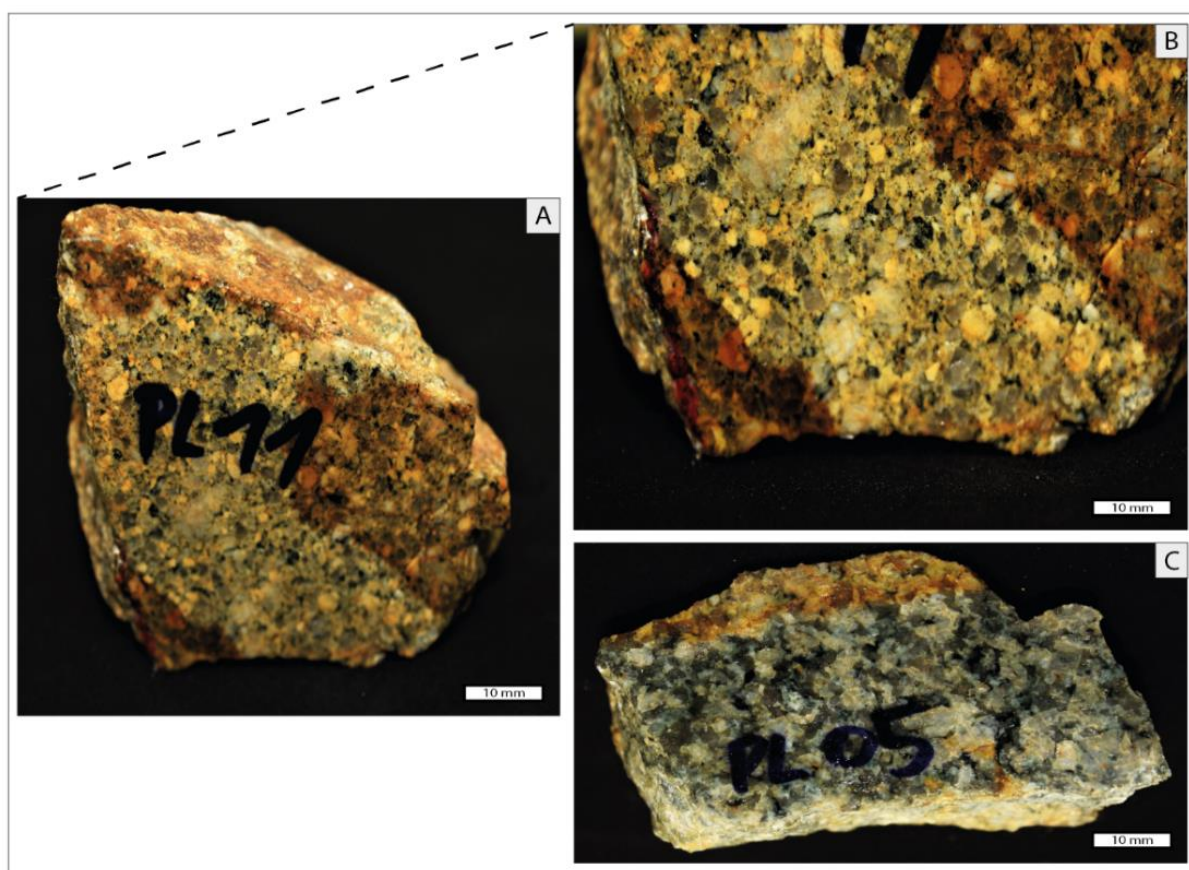
É possível identificar algumas feições onde o *melt* se encontra aprisionado, ou seja, não se vê remobilização do mesmo na forma de veios ou vênulas, por exemplo. Estas feições são identificadas em algumas amostras que se encontram em contato com os diques básicos, conforme ilustra a Figura 19 (A, B). São observados também nas granitoides encaixantes evidências de desequilíbrio mineral atestado nos contatos entre os grãos, sendo muitas vezes compreendido pelo aparecimento de xenocristais de feldspato, bem como o desaparecimento de minerais máficos (p.e., biotitas). Em escala mesoscópica a identificação da existência de fusão é difícil, pois as mesmas são mais sutis. Porém, ainda são se pode identificar aumento da proporção de matriz entre os megacristais relíquitos de k-feldspato, como demonstram as Figuras 19 (E e F).

Figura 19 - Aspectos mesoscópicos dos Granitoides Garopaba (GG) e Granito Paulos Lopes, tanto em contato direto com o dique básico como em zonas afastadas dos contatos. (A) Contato reto do dique básico com os Granitoides Garopaba. Embora a textura heterogranular dos granitoides seja identificada, é notável a existência de maior volume de matriz e esta é diferente da matriz típica dos granitoides, pois possui textura mais fina e é homogênea. (B) GG com grande proporção de matriz fina com pequenas vênulas de material básico em seu interior de contatos irregulares, o que confere a rocha uma textura similar às rochas hipabissais. (C) Detalhe das fotos anteriores, mostrando a amostra coletada onde se nota o aumento da proporção de matriz, e cristais de feldspatos com contatos embaiados com esta matriz. (D) Em algumas porções o aumento de matriz não é tão notável e a textura dos GG se aproxima da original, com pouca matriz e cristais de k-feldspatos arredondados, plagioclásio euédrico e cristais de anfibólio preservados. (E) Ponto PLPL-09 e (F) PLPL-10, com feições de fusão mais, porém mais sutis que as identificadas nas zonas de ocorrência de *back veining*. Nestas amostras é possível ver o aumento da proporção de matriz, os cristais reliquiais de quartzo e k-feldspato também são notórios nestas amostras, ora com formas arredondadas (parcialmente absorvidos), ora com formas euédricas.



A Figura 20 ilustra feições do Granito Paulo Lopes em localidades diversas, como os pontos PLPL-05 e PLPL-11 (conforme mapa da Figura 15). Nestes pontos se observa feições que indicam que há ocorrência de fusão, mas a matriz nesta porção não migrou, sendo, portanto, as evidências preservadas entre os grãos. Vê-se o aumento da proporção de matriz *versus* cristais reliquiais de quartzo e k-feldspato, mas em contrapartida, menos evidentes nos locais de ocorrência de veios, vênulas e apófises de material fundido nos diques básicos. Por vezes há a preservação de cristais bem formados (Figura 20; A, B), mas ainda é possível notar diversos cristais parcialmente absorvidos, e filmes de matriz que os envolvem, sendo esta matriz com textura nitidamente diferente da original.

Figura 20 - Fotografias de amostras que atestam fusão, porém sem remobilização da matriz. (A) Granito Paulo Lopes coletado próximo ao costão, cujos cristais de quartzo e feldspato encontram-se arredondados e também euédricos em algumas porções; há aumento de volume matricial, porém sutil. (B) Detalhe para a textura e os relictos de k-feldspato parcialmente absorvidos. (C) Amostra coletada em ponto mais afastado dos diques básicos; vê-se feições, menos evidentes de fusão, sendo cristais arredondados de quartzo e k-feldspato e matriz heterogranular reativa com os relictos.



5.1.2.2 Zona (b): Fusão oculta

5.1.2.2.1 (iii) Pequenas evidências de fusão ao longo dos grãos

Em locais mais distantes do contato com os diques básicos, representados pelos pontos do Perfil 3, PLPL-13 a PLPL-15 (Figuras 12 e 15), foram observadas poucas evidências de fusão nas amostras coletadas.

Em meso escala as feições que atestam fusão são mais difíceis, ou mesmo não identificáveis, nesta subzona. Nestes locais, observa-se o Granito Paulo Lopes, com a textura mais próxima de sua textura típica que é porfirítica de matriz média a grossa. Contudo, ainda há ocorrência de relictos de k-feldspato, como ilustra a Figura 21 (A e B). Estes cristais ora encontram-se alinhados, bem como alguns agregados de biotitas, marcando a foliação magmática subvertical típica do GPL. Nestes pontos já não há aumento na proporção de matriz como observado nos demais perfis.

Figura 21 - Amostras do Granito Paulo Lopes retiradas de locais em direção ao interior do continente, em morros e colinas, a ~600m de distância dos diques básicos. (A) PLPL-14 demonstra o caráter heterogêneo original da rocha, porém mais sutil e com menor discrepância de tamanho entre os cristais de feldspato que demarcam a textura porfirítica com relação à matriz. Alguns agregados biotíticos ainda são visíveis. (B) A amostra apresenta o granito com contatos entre os cristais irregulares e também com sutil desaparecimento da textura original. A fusão aqui nestes pontos é menos evidente.



5.2 PETROGRAGIA

Esta seção ilustra as principais evidências texturais e mineralógicas da fusão próximo ao contato com os diques e também as menos evidentes, encontradas ao longo dos perfis mais distais com relação às zonas de contato. O mesmo critério de apresentação adotado para as amostras de campo será utilizado aqui.

Existem contrapontos quando comparados com a seção anterior, pois apesar de diversos aspectos observados em macroscopia serem também identificados na microscopia, com a escala menor, agora são melhores observadas e identificadas suas texturas, trazendo um novo grau de detalhamento às feições. Independentemente de qual perfil se encontram as amostras, são observadas na matriz das rochas texturas granofíricas em todos os perfis, e localmente também é possível identificar textura gráfica, sendo estas feições típicas de processos de fusão. Desta maneira, a expressão da auréola termal é tida como maior, o que não foi possível classificar nas observações de campo.

5.2.1 Zona (a): Fusão notável

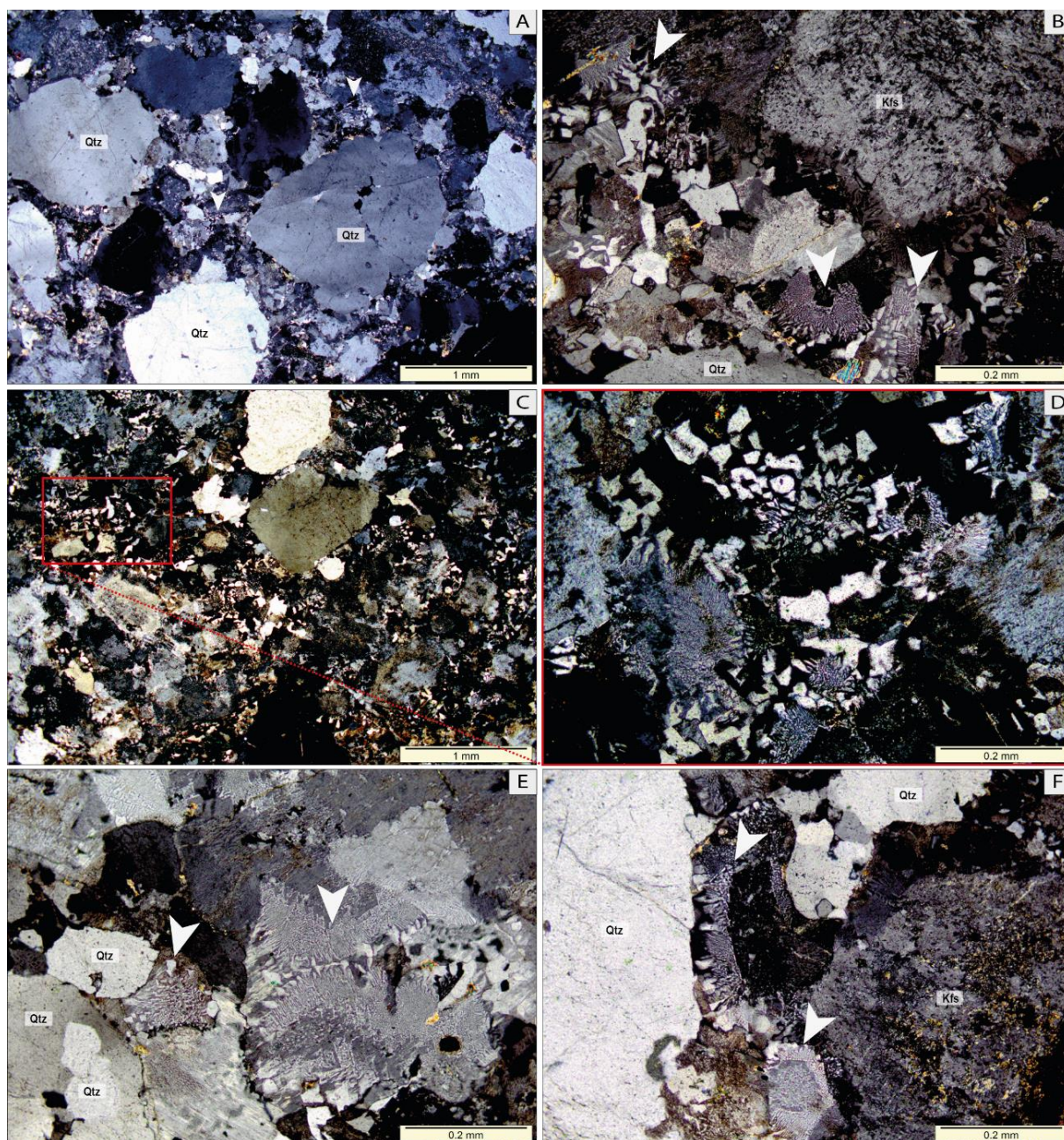
5.2.1.1 (i) *Melt* remobilizado

Esta zona inclui a descrição das texturas e mineralogia que ocorrem no interior de veios, vênulas e apófises (*back veining*). Assim, são apresentadas estas feições contidas em litologias presentes no Perfil 1, na região sul da Praia do Silveira bem como também do Perfil 2, a norte (Figura 11, mapa de perfis).

Nos Granitoides Garopaba (GG), ponto GS-11 (próximo à Ponta do Galeão, região sul), identificam-se diversas texturas relacionadas a processos de fusão, além de feições que atestam a remobilização do material fundido (fluxo e migração de matriz), sendo esta região configurada por uma apófise de material granítico no interior do Gabro Silveira. Nesta localidade, os GG apresentam-se heterogranulares, definidos por relictos de quartzo cujos contatos reagem com a matriz fina que os cerca, sendo esta composta essencialmente de quartzo e k-feldspatos, na forma de granófiros e localmente textura gráfica ou micrográfica (Figura 22), além de diminutos grãos de epidoto dispersos em diversas amostras. Os cristais reliquiares denotam feições de reação, ou seja, apresentam-se ora corroídos ou embaiados, sendo a matriz que os cerca os

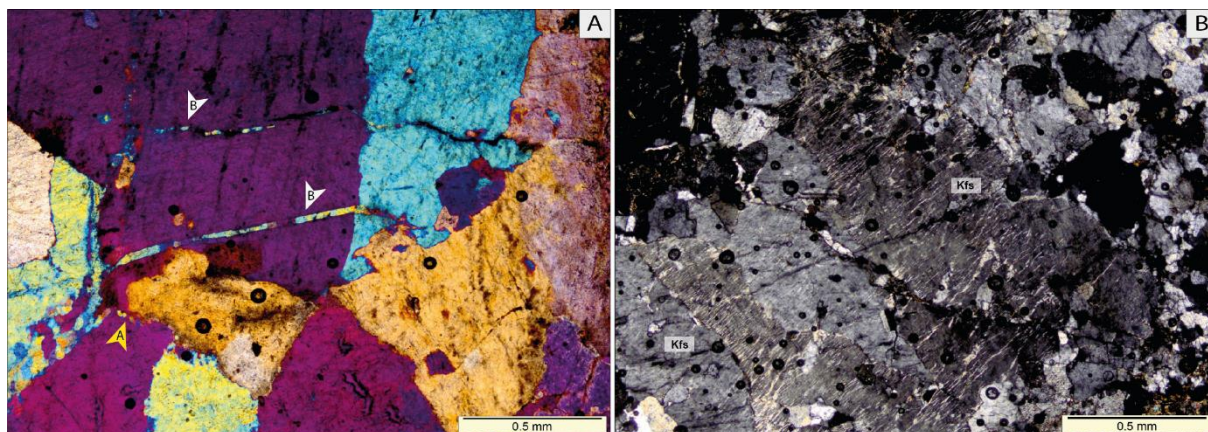
agentes desta interação. São também observados subgrãos, que sugerem a presença de deformação prévia nos cristais reliquiares.

Figura 22 – Fotomicrografias dos Granitoides Garopaba em apófises que injetam para o interior dos diques básicos (GS-11). (A) Visão geral da amostra, marcada por textura porfirítica e megacristais corroídos, além de estarem imersos em matriz fina composta de granófiros. (B) Detalhe para a matriz composta por granófiros em diversos locais, indicados pela seta branca. Notar que o material gerado na fusão, os granófiros, muitas vezes estão situados ao longo dos limites dos grãos dos cristais maiores, atestando a geração de *melt* ao longo destes contatos. (C) Ampla geração de matriz granofírica. (D) Detalhe da fotomicrografia anterior, mostrando também a textura gráfica da matriz. (E) Textura gráfica desenvolvida ao longo dos limites dos grãos, mostrando a migração do *melt* ao longo de ângulos diedros entre os cristais maiores, além de quartzo recrystalizado na porção inferior da amostra. (F) Granófiros entre grãos de k-feldspato e quartzo. Todas fotomicrografias tomadas com nicóis cruzados.



A Figura 23 (A) revela o caráter de migração da matriz no Granito Paulo Lopes, notada pelos filmes de *melt* que preenchem as fraturas intragranulares dos cristais reliquias. Além destas feições, são observadas nesta figura *string of beds*, que são diminutos cristais arredondados provenientes da matriz, que bordejam os relictos, sendo esta outra marca de remobilização de *melt*. Além do mais, também são observadas algumas biotitas, que ora se encontram parcialmente substituídas por clorita, e preenchem as fraturas. Também são observados k-feldspatos pertíticos (fios ou veios de pertitas; Figura 23 B), além de raros plagioclásios sericitizados (mica branca).

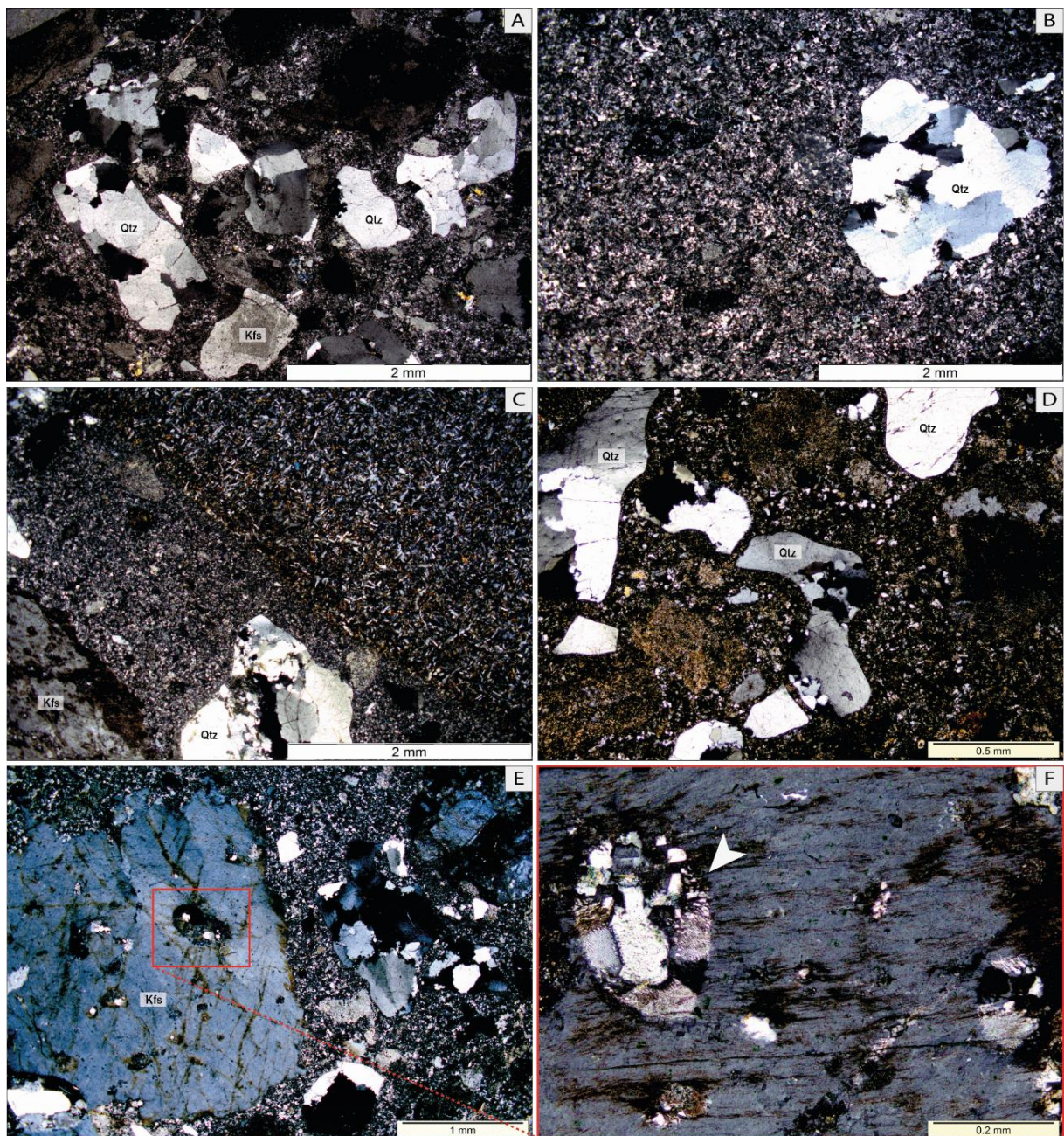
Figura 23 - Amostra do Granito Paulo Lopes no ponto PLPL-05. (A) Filmes de *melt* migrando ao longo do limite dos grãos e adentrando fraturas dos megacristais, indicados pela seta branca (B) e *String of beds* identificadas ao longo dos limites dos grãos, representados pela seta amarela (A). (B) K-feldspato pertítico com filmes de *melt* ao redor dos cristais. Todas fotomicrografias tomadas com nicóis cruzados.



Na região a norte do costão da Praia do Silveira, ainda dentro da zona com fusão evidente, no ponto GS-07, também no interior de apófise de material granítico fundido em diques básicos, são observados relictos de quartzo e feldspato imersos em matriz fina, cuja proporção matriz *versus* relictos é expressivamente maior. São cristais reliquias ameboides ou de contatos abaulados (Figura 24; A e D) de quartzo e feldspato. O traço indicativo de migração de *melt* é notório pelas feições denotadas nos cristais reliquias, sendo a matriz que os cerca a razão para a formação destas marcas devido à migração destes materiais. A matriz é composta essencialmente de quartzo, k-feldspato, plagioclásios e granófiros, bem como raras biotitas e também biotitas em substituição parcial para clorita, além de texturas gráficas ou micrográficas. Nota-se a presença em diversas porções de *melt inclusions* ou nanogranitos, quando observadas texturas granofíricas no interior de cristais reliquias de k-feldspato (Figura 24; E, F), bem como inclusões de plagioclásio e biotita (mais raramente).

São observados subgrãos em cristais reliquiais de quartzo em diversas amostras de GPL, e apresentam extinção ondulante.

Figura 24 - Fotomicrografias de amostras do Granito Paulo Lopes no ponto GS-07. (A) Visão geral da rocha marcada por cristais reliquiais imersos em matriz abundante. Contatos essencialmente interlobados e corroídos com a matriz. (B) Matriz formada por pequenos cristais de quartzo e feldspato com cristal reliquiar de quartzo deformado, de contatos irregulares. (C) Contato difuso entre dique básico (direita da foto) e o material granítico fundido (esquerda da foto): textura porfirítica apenas com relíquitos dos megacristais originais arredondados e corroídos, e matriz abundante. (D) Detalhe para os megacristais ameboides e matriz fina abundante. (E) Megacristal de k-feldspato imerso em matriz fina. (F) Detalhe do megacristal com inclusão de granófiros (nanogranito/ *melt inclusion*). Todas fotomicrografias tomadas com nicois cruzados.



Ainda a norte do costão, em outras amostras, agora não mais em apófises ou vênulas, são observados relictos de k-feldspato e quartzo reativos com a matriz (arredondados e irregulares), com migração de matriz ao longo dos contatos para dentro dos grãos em ângulos diedros, sendo os limites sulcados a corroídos (Figura 25; A, B e C). Os filmes de *melt* são de material matricial (quartzo e feldspato, essencialmente), bem como de lamelas de clorita. Também são observados *string of beds*, como aponta a Figura 25 (C).

Texturas granofíricas são observadas em amostras de PLPL-10 do Granito Paulo Lopes, que bordejam minerais de quartzo e k-feldspato (Figura 26 A). Filmes de *melt* também são identificados, como mostra a Figura 26 (B), onde há um cristal reliquiar de k-feldspato com fraturas intragranulares preenchidas por material proveniente da matriz.

Figura 25 - Fotomicrografias com nicois cruzados e compensador de amostra do Granito Paulo Lopes no ponto PLPL-08. (A) Cristais reliquiais de quartzo e k-feldspato arredondados em matriz média a fina. Notar que o material da matriz migra ao longo dos limites dos grãos e das fraturas intracristalinas. (B) Mesma seção de A, porém com compensador: detalhe para os filmes de *melt* de material da matriz no interior dos grãos, como aponta a seta branca (B), além de *String of beds* na porção mais acima da seção, apontada pela pequena seta amarela (A). (C) *String of beds* (seta amarela) e migração de matriz para dentro dos grãos em ângulos diedros (setas brancas com projeção). (D) Zoom para megacristal e filmes de *melt* em seu interior.

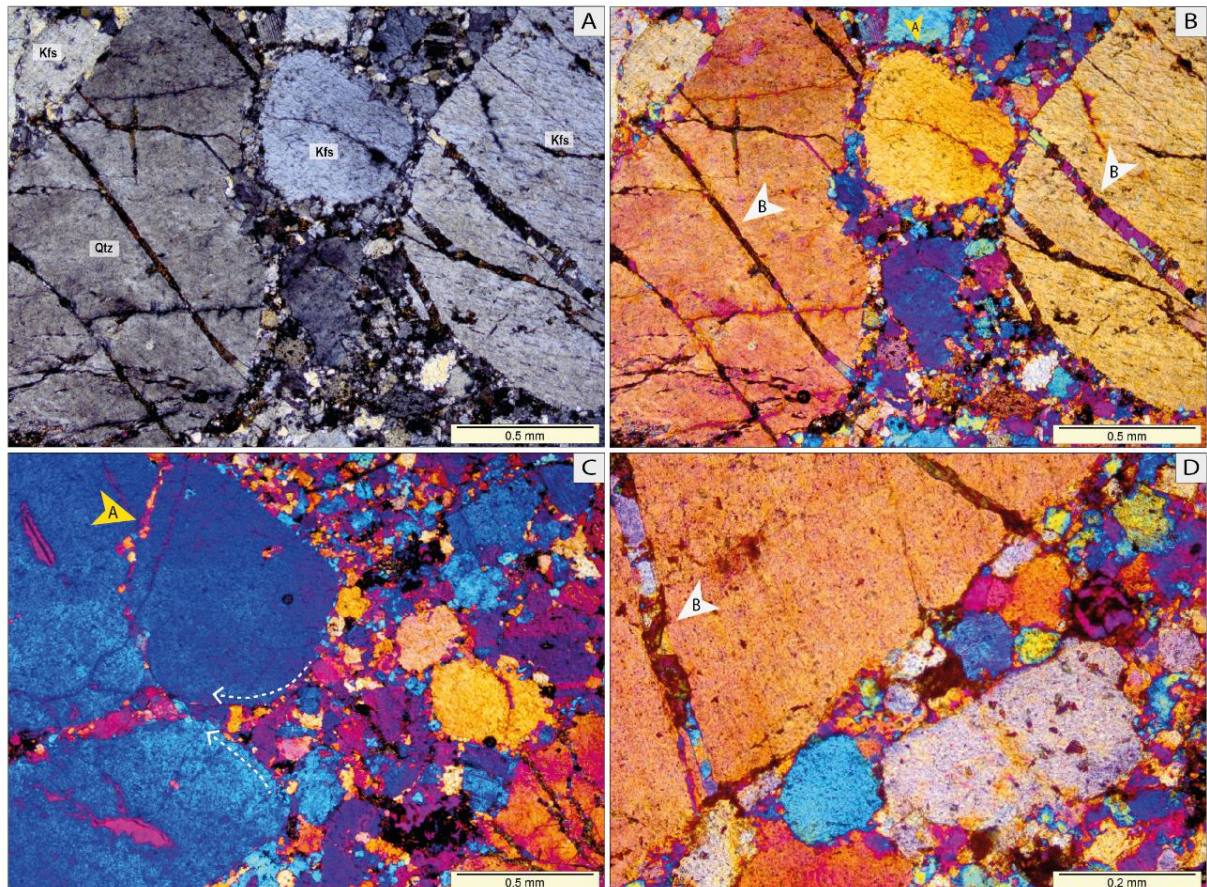
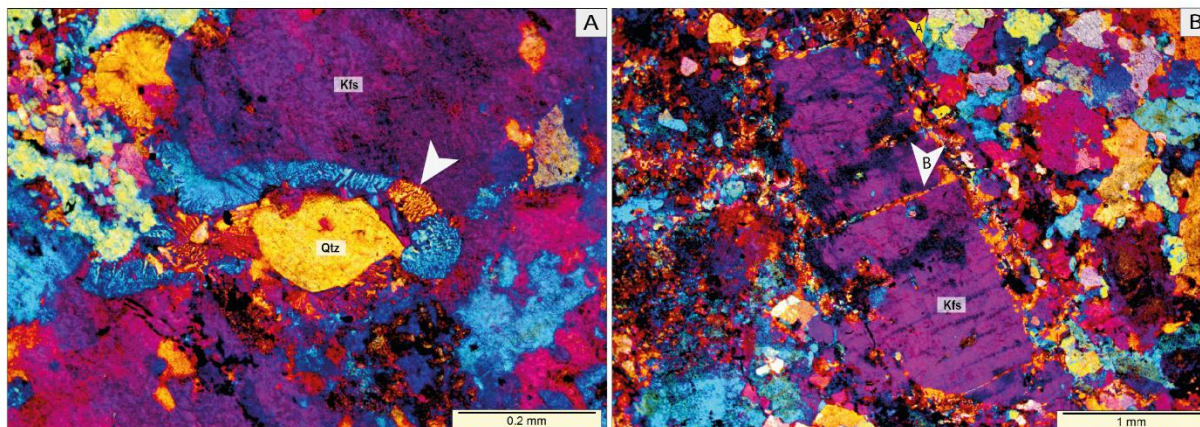


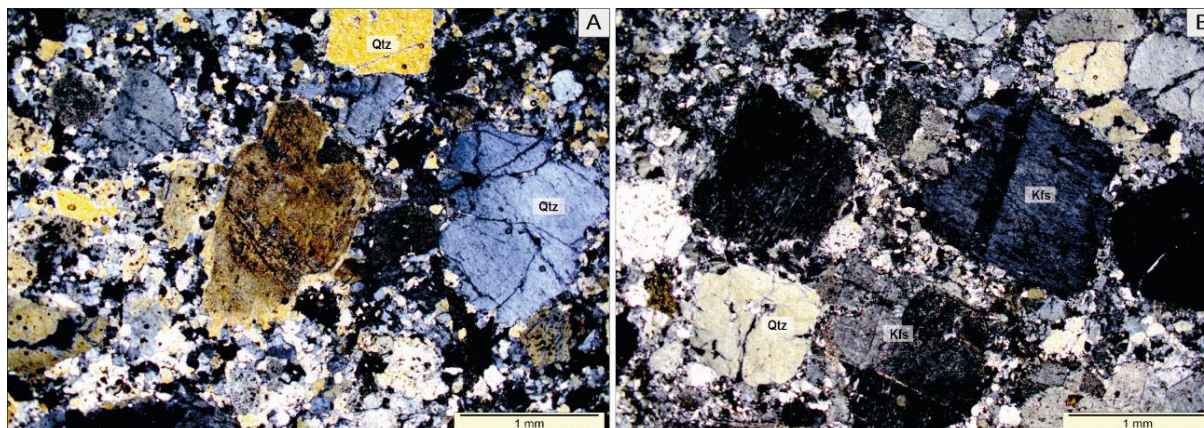
Figura 26 - Fotomicrografias com compensador de amostras do Granito Paulo Lopes. (A) Detalhe de granófiro ao longo dos limites dos grãos entre quartzo e k-feldspatos, como aponta a seta branca. (B) Filme de melt (seta branca B) no interior de um relicto de k-feldspato. Todas fotomicrografias tomadas com nicois cruzados.



5.2.1.2 (ii) *Melt* aprisionado

Feições de fusão pouco sutis, e de identificação dúbia em mesoescala, são observadas em amostras próximas ao costão, como do ponto PLPL-02 (Figura 27 A, B). A textura heterogranular original dos Granitoides Garopaba é parcialmente preservada e evidenciada não só pelos relictos do que era os megacristais, mas também pelos contatos em equilíbrio dos grãos. Contudo, em algumas porções os contatos entre os grãos se encontram corroídos e com aspectos de alteração. A matriz, sugere menor aumento, é composta por quartzos, feldspatos e em algumas porções são observados granófiros. Raras hornblendas também são identificadas.

Figura 27 - Fotomicrogradias a nicois cruzados de Granitoides Garopaba e aspectos gerais da amostra. (A) Sob aumento de 10x, textura heterogranular, porém com contatos irregulares entre os grãos e matriz, e cristais parcialmente preservados; e (B) relictos de k-feldspato e quartzo com contatos corroídos e irregulares com a matriz média.



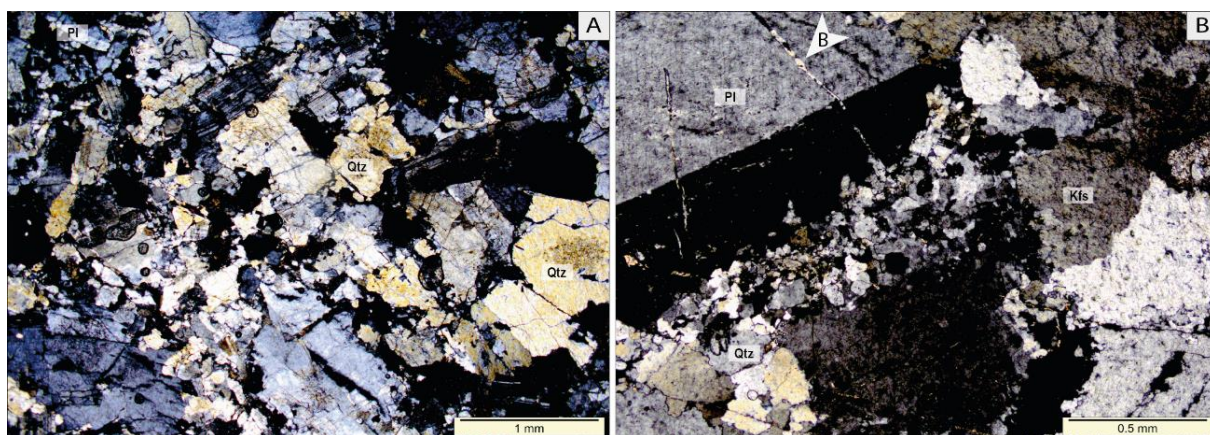
5.2.2 Zona (b): Fusão oculta

5.2.2.1 (iii) Pequenas evidências de fusão ao longo dos grãos

Seguindo a oeste da área de estudo, ou seja, para locais mais distantes dos diques básicos, representado por PLPL-13 a PLPL-15, são observadas pequenas evidências de fusão, apesar de mais restritas que em demais locais.

Esta zona é caracterizada por ser mais difícil de identificar matriz entre os cristais reliquiais, por apresentar matriz média a grossa. A Figura 28 (A) ilustra a matriz do Granito Paulo Lopes, sendo impossível identificar (mesmo com menor aumento da objetiva do microscópio, em 2 ou 10x) os megacristais de k-feldspato ou quartzo. Esta matriz é típica do Granito Paulo Lopes quando longe das zonas de fusão, sendo os cristais que a constitui euédricos em sua maioria. Eventualmente são observados *string of beads*, além de migração intragranular de material matricial em k-feldspatos e plagioclásios (Fig. 28 B), o que demonstra que a fusão não é apenas restrita aos locais próximos aos diques, como apontavam as feições mesoscópicas.

Figura 28 - Amostras do Granito Paulo Lopes longe do contato com os diques básicos. (A) Matriz do GPL, heterogranular e caracterizada pela presença de cristais ora bem formados de quartzo e k-feldspato, bem como cristais com contatos reativos, evidenciados quando corroídos (irregulares). (B) Filmes de *melt* no interior de um megacristal de plagioclásio, indicado por seta branca (B). Nota-se matriz fina ao redor deste cristal, além de contatos reativos entre os cristais e a matriz (corroídos a sulcados). Todas fotomicrografias tomadas com nicois cruzados.



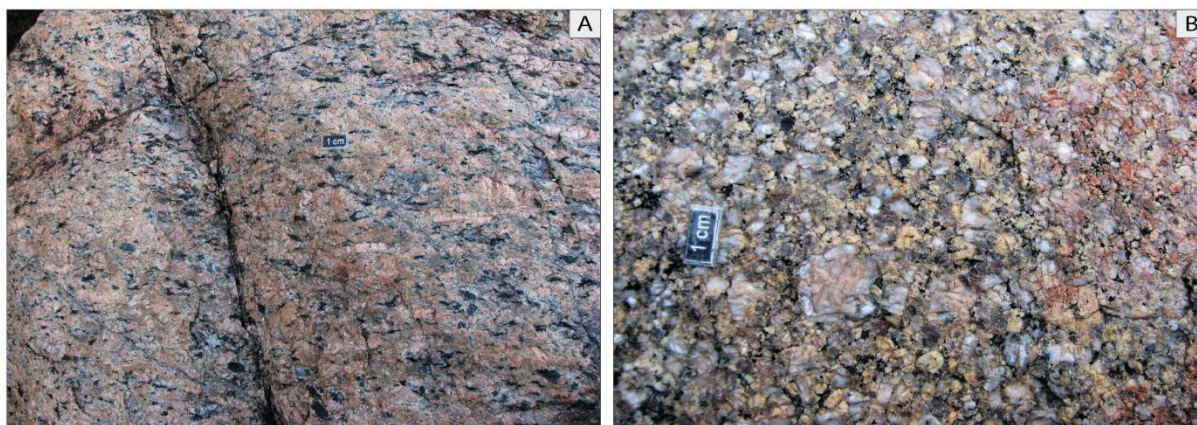
6 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A área de estudo compreende uma série de diques básicos, de tamanhos diversificados, que interagem com os granitoides pertencentes à Suíte Paulo Lopes. Estes granitoides são caracterizados por serem porfiríticos de matriz média a grossa, e foliados, quando distantes das zonas de interação (fusão) com os diques básicos.

Desta maneira, o Granito Paulo Lopes (GPL) constitui um biotita monzogranito a sienogranito foliado, de textura porfirítica marcada por megacristais de k-feldspato que variam de 2 a 5 cm de comprimento, imersos em matriz média a grossa composta essencialmente de plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e biotita (Figura 29 A). Outra característica observada nos GPL é a presença de enclaves microgranulares máficos, que se encontram normalmente orientados seguindo a foliação principal da rocha.

Os Granitoides Garopaba (GG) são principalmente biotita monzogranitos porfiríticos de matriz heterogranular e raros termos granodioríticos. A textura porfirítica é marcada por matriz heterogranular média a grossa de hornblenda subordinada e rara ocorrência de clinopiroxênio reliquiar, sendo, portanto, essencialmente quartzo, feldspatos e biotita (Figura 29 B). Raramente são observadas foliações magmáticas nestas rochas.

Figura 29 - Granitoides da Suíte Paulo Lopes com texturas típicas longe dos contatos com os diques básicos. (A) Granito Paulo Lopes típico, caracterizados por megacristais de k-feldspato e agregados de biotitas que definem a foliação magmática da rocha. (B) Granitoides Garopaba com matriz heterogranular típica e cristais de k-feldspato com coroa de plagioclásio e cristais de quartzo destacado.



Como consequência da entrada de uma série de diques básicos eo-cretáceos que seccionam os granitoides neoproterozoicos, observa-se a formação de auréolas termais ao longo da área de estudo.

Por isto, devido às diferenças texturais e estruturais observadas em campo (meso escala) dos granitoides quando em contato com os diques básicos e quando distantes, fica evidente o aspecto transicional das auréolas termais. Assim, esta auréola termal é dividida em duas zonas, sendo a primeira zona onde é possível identificar claramente a fusão, e a segunda zona onde já não se identifica a fusão em campo, mas, algumas feições ainda são identificadas em microscopia.

A extensão da fusão pôde ser obtida através dos perfis gerados (três perfis, sendo o dois com direção aproximada NW-SE (*dip*) e o terceiro E-W (*strike*)), situados ao longo dessas duas zonas principais.

Na localidade próxima aos diques básicos, a zona é caracterizada por granitoides com evidências claras de processos de fusão em veios, vênulas e apófises (*back veining*), que possuem uma continuidade física com os granitoides encaixantes que adentrarem os diques básicos. São materiais compostos essencialmente por matriz granofírica e cristais maiores reliquias, que por sua vez são típicos da porção matricial destes granitoides. A matriz destas rochas coalesceu e migrou para o interior dos diques, com formação das feições características observadas em campo (p.e., apófises de material granítico). Quando em microscopia, estas feições de migração da fusão são notórias em texturas como filmes de *melt*, matriz granofírica e micrográfica, *string of beds* e migração da matriz nos entornos dos cristais reliquias, formando ângulos diedros.

Contudo, mesmo em distâncias maiores dos diques básicos, ainda são observadas evidências de fusão, sendo, portanto, reportada uma zona intermediária (subzona *melt* aprisionado), que por sua vez foi identificada como uma zona que localmente preserva a textura original da rocha, mas sempre obliterada, marcada pelo aumento da proporção de matriz, além de cristais parcialmente absorvidos. Em microscopia, vê-se ainda os filmes de *melt* ao redor dos cristais, bem como migrando para o interior dos relictos (ângulos diedros), matriz granofírica e micrográfica, sendo esta matriz bastante diferenciada daquela vista em granitoides para longe da zona costeira.

Aproximadamente 600 metros da zona de contato com os diques básicos, é possível, em campo, identificar o Granito Paulo Lopes com sua textura original. Contudo, em microscopia ainda se vê algumas evidências de fusão, como filmes de *melt* e cristais com

contatos absorvidos (corroídos), mas que sinalizam que a fusão nesta porção não é tão declarada.

Portanto, as feições identificadas (textura granofírica, micrográfica, filmes de *melt*, *string of beds*, entre outras) são interpretadas como evidências de processos de fusão, como ocorrem na formação de migmatitos relatadas por Sawyer (2008).

Deste modo, com o conjunto de texturas e estruturas, a variação lateral das feições que são observadas em campo, fica evidente que existe uma auréola termal e que esta é associada ao evento de entrada dos diques básicos. A auréola foi dividida em zonas a fim de se balizar a extensão lateral. Sendo uma primeira zona com feições mais declaradas de fusão, e a segunda zona onde já não se identifica a fusão em campo, mas sim em microscopia. Portanto, a extensão lateral da zona de fusão (auréola termal) é de aproximadamente 1 km.

Para além, ao longo da zona próxima aos contatos com os diques básicos, bem como na zona intermediária, a biotita é obliterada ou raramente observada. Estas voltam a ser identificadas na zona distal, onde se vê o granito com texturas próximas às originais. Desta maneira, interpreta-se o desaparecimento destes minerais máficos como desencadeadores do processo de fusão, interpretada como gerada pela quebra de minerais hidratados (*e. g.*, MARTINS, 2005; WEINBERG et al., 2015).

O Granito Paulo Lopes tipicamente apresenta biotitas em sua composição. Com o desaparecimento das mesmas nas zonas e maior ocorrência da fusão, sugere-se que a fusão ocorreu pela quebra destas biotitas, sob temperaturas da ordem de 750°C (zona da quebra da biotita; segundo Weinberg et al., (2015)). Por outro lado, nos Granitoides Garopaba ocorrem, além de biotitas, anfibólios. Nos GG, os cristais de anfibólio ainda são minimamente observados nas zonas de fusão, o que já não ocorre para as biotitas, que não são identificadas, a exemplo do que ocorre nos GPL. Esta observação leva à interpretação de que eventualmente a fusão pode ter chegado ao gradiente térmico da zona da quebra do anfibólio, sob temperaturas de aproximadamente 850°C. Por outro lado, devido ao aparecimento de anfibólio em algumas amostras e o desaparecimento total das biotitas, prefere-se então atribuir à temperatura de quebra da biotita para ambos os casos (Granito Paulo Lopes e Granitoides Garopaba).

7 CONCLUSÃO

Este trabalho visa compreender, através do uso de diversas ferramentas que partem desde a geologia de campo, e culminam em petrografia e estudos de SIG, os diferentes aspectos texturais observados em rochas granitoides da Suíte Paulo Lopes ao longo do costão da Praia do Silveira, e quais os possíveis processos geradores de feições diagnosticadas nos contatos das rochas granitoides com os diques básicos do Enxame de Diques de Florianópolis, bem como fora destas zonas de contato.

Os resultados obtidos, sob as diferentes óticas (meso e microescala), contribuem para o conhecimento dos processos de fusão gerados em rochas ígneas, quando da entrada de diques básicos, em situações com formação de auréolas termais.

As principais conclusões alcançadas:

1. A ocorrência de diques básicos eo-cretáceos intrusivos nos granitoides neoproterozoicos desenvolvem uma auréola termal, e desencadeiam a fusão das encaixantes.
2. Essa fusão foi mapeada ao longo de um perfil com extensão lateral de aproximadamente 1 km, indo desde a zona próxima aos diques em direção ao continente (zonas mais distais). No contato imediato com os diques se tem uma fusão que é verificada em campo, com a geração de veios, vênulas e apófises, e na microscopia se observa textura granofírica, micrográfica, filmes de *melt*, *string of beds*, e o desaparecimento das biotitas, como evidências de fusão. Já na região intermediária, se vê ainda a evidência de fusão dada pela maior quantidade de matriz, os cristais reliquiares de feldspato e quartzo, enquanto na microscopia as evidências são atestadas pelo aparecimento de texturas granofírica e micrográfica em alguns casos, sobretudo concentradas ao longo dos limites dos grãos e selando as fraturas dos cristais reliquiares. Na zona mais distante é possível identificar a textura original do granito, principalmente marcada pela euedria dos megacristais e a matriz estar completamente diferente do que se via até então, sendo agora heterogranular, além do reaparecimento das biotitas. Para tanto, ainda há geração local de granófiros e filmes de *melt* observados em microscopia, sendo, portanto, uma evidência de que ainda há fusão nesta região, que não é verificada em campo.

3. Segundo Sawyer (2008), todas as evidências descritas de texturas como *string of beds*, filmes de *melt* e granófiros são relatadas em migmatitos, e também interpretadas como geradas em ambientes de fusão.
4. O desaparecimento da biotita nas zonas próximas ao contato, ou onde se tem concentração de matriz nas zonas intermediárias, sugerem temperaturas da ordem de 750°C para geração dos *melts*.

8 REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, [s.l.] v.7: p.349-364, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M., et al. **Brazilian structural provinces: an introduction**. *Earth-Science Reviews*, [s.l.] 17 (1-2), 1-29, 1981.
- BABINSKI, M., et al. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [s.l.]. 1997. 10 (3), 263-274.
- BASEI, M. A. S. **O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**. 1985. 218 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- BASEI, M. A. S. **O Grupo Brusque: uma evolução monocíclica**. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal. Anais, v.6, p. 2649-2657. 1990.
- BASEI, M. A. S., et al. **The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland Domain, the Rio de La Plata Craton, framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa**. In: SBG: Rio de Janeiro, ed. 1, p. 311-334. 2000.
- BASEI, M. A. S. et al. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. **Precambrian Research**, [s.l.], v. 139, n. 3-4, p.195-221, 9 set. 2005.
- BASEI, M. A. S. et al. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. **Geological Society of London**, Special Publications, Londres, [s.l.], v. 294, n. 1, p.239-256, 2008.
- BASEI, M. A. S. et al. Tectonic evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [s.l.] mar, 2011. V .32, p. 324-350.
- BEST, M. G. **Igneous and Metamorphic Petrology**. 2. ed. UK: Blackwell Publishing Company, 2003. p. 758.
- BITENCOURT, M. F., HACKSPACHER, P. C., NARDI, L. V. S. **A Zona de Cisalhamento Major Hercino – Santa Catarina**. Atas II Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. SBG, Fortaleza, p. 214–216. 1989.
- BITENCOURT, M. F., NARDI, L. V. S. Late- to post-collisional Brasiliano Magmatism in southernmost Brazil. 1993. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 65, 3–16.
- BITENCOURT, M. F. **Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: Uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento**. 1996. 310f. Tese (Doutorado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- BITENCOURT, M. F., NARDI, L.V.S. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, [s.l.], v.30, n.1, p.186-189, 2000.
- BITENCOURT, M. F., et al. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. **Revista Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, n.35, p. 109–136, out. 2008.
- BOULOTON, J., GASQUET, D. Melting and undercooled crystallisation of felsic xenoliths from minor intrusions (Jebilet massif, Morocco). **Lithos**, Clemont-ferrand, France, v. 35, n. -, p. 201-219, nov. 1995.

BUCHER, K., GRAPES, R. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. Berlin: Springer, 2011.

CESARE, B., et al. Crustal anatexis and melt extraction during deformation in the restitic xenoliths at El Joyazo (SE Spain). **Mineralogical Magazine**, [s.l.], n. 61, p. 15–27, 1997.

CESARE, B. et al. “Nanogranite” and glassy inclusions: The anatectic melt in migmatites and granulites. **Geological Society of America**, [s.l.], v. 37, n. 7, p. 627-630, jul. 2009.

CESARE, B. et al. Melt inclusions in migmatites and granulites. **Journal Of The Virtual Explorer**, [s.l.], v. 38, paper 2, p. 1-22, 2011.

CHEMALE JR, F., et al. Stratigraphy and tectonism of the Precambrian and Early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay. Excursion Guidebook. **Acta Geol. Leop.**, v. 42, p. 5-117, 1995.

CHEMALE JR, F., et al. Time constraints on magmatism along the Major Hercynian Shear Zone, Southern Brazil: Implications for West Gondwana reconstruction. **Gondwana Research**, v. 22, p. 184-189, out. 2012.

CORRÊA, V. X. **Geoquímica, Isotopia e geocronologia das rochas graníticas do Batólito Florianópolis na Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil**. 2016. 219 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

ESKOLA, P. On the relations between the chemical and mineralogical composition in the of the metamorphic rocks of the Orijärvi region. 1915. **Bull. Comm. Geol. Finlande**, vol. 44, p. 109.

FLORISBAL, L. M., et al. Geoquímica das rochas máficas toleíticas da Suíte pós-colisional Paulo Lopes, Neoproterozóico do sul do Brasil. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, n. 32 (2), p. 69–79, maio 2005.

FLORISBAL, L. M. **Evolução petrológica do magmatismo pós-colisional precoce da idade neoproterozóica do sul do Brasil: a suíte Paulo Lopes, SC**. 2007. 110f. Tese de Mestrado em Geociências – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

FLORISBAL, L. M., et al. Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium- to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. **Precambrian Research**, n.175, p. 135-148, set. 2009.

FLORISBAL, L. M. **Petrogênese de granitos sintectônicos em ambiente pós-colisional do Escudo Catarinense: estudo integrado de geologia estrutural, geoquímica elemental e isotópica Sr-Nd-Pb e geocronologia U-Pb em zircão**. 2011. 300 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

FLORISBAL, L. M. et al. Tectonic significance of the Florianópolis Dyke Swarm, Paraná–Etendeka Magmatic Province: A reappraisal based on precise U–Pb dating. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, [s.l.], nov. 2014, v. 289, p. 140-150.

FRAGOSO CESAR, A. R. S. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense. **Anais Cong. Bras. Geol.**, Camboriú, 1980. N. 31, v. 5, p. 2879-3892.

GRAPES, R. **Pyrometamorphism**. Berlin, Germany: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2011.

HUGHES, C. J. **Igneous Petrology**. New York: Elsevier Scientific Publishing Company, 1982, p. 552.

MARTELETO, N. S. **Geologia e petrologia do Enxame de Diques de Florianópolis na parte norte da Ilha de Santa Catarina**. 2015. 210 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo,

MARTINS, L. **Geração e migração de magmas graníticos na crosta continental: estudos de detalhe em granitos e migmatitos da região de Nazaré Paulista (SP)**. 2005. 240 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

NARDI, L. V. S., et al. 2002. Coeval Tholeiitic Gabbros and Biotite Granitoids in the Post-Collisional Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt, Garopaba, Santa Catarina. In: XII Congresso Brasileiro de Geologia, 1, João Pessoa, 2002. **Resumos**, Pernambuco, SBG, v. 1, p. 55.

PHILIPP, R. P., et al. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. **Brazilian Journal Of Geology**, [s.l.], jun. 2016, v. 46, n. 1, p. 83-104.

PITCHER, W. S.. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. **The Geological Society**. Londres, p. 627-662, 1979.

RAPOSO, M. I. B. Magnetic Fabrics and Paleomagnetism on Mesozoic Dike Swarms from São Sebastião and Ubatuba Regions, NE São Paulo State, SE Brazil. **Acta Geologica Sinica** (English Edition) [s.l.], 90 (sup. 1): n. 163, 2016.

RENNE, P. R., et al. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in Southwestern Africa. **Geology**, **24**, [s.l.], v. 7, p. 659-662, 1996.

SAWYER, E. W. **Atlas of Migmatites: The Canadian Mineralogist**. Ottawa, Ontário, Canada: NRC Research Press, 2008. 9 ed, p. 371.

SIAL, A. N., MCREATCH, I. **Petrologia Ígnea: Os Fundamentos e as Ferramentas de Estudo**. Salvador: Bureau Gráfica e Editora Ltda e Sociedade Brasileira de Geologia - SBG, 1984, p. 181.

SILVA, L. C. **Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira Meridional, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a Evolução do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano**. 1999. 243 f. (Tese de doutorado), Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

SILVA, L. C., et al. 2003. Contrasting zircon growth patterns in neoproterozoic granites of southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analyses and SEM imaging: consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. In: **South American symposium on isotope geology**, 4, 2003, Salvador. Short Papers. Salvador, CBPM, v. 2, p. 687-690.

SMULIKOWSKI, W. et al., 2003 - Capítulo de livro/ artigo/ revista: Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07. **cap. 2: Tyer, grade and facies of metamorphism**. Local: www.bgs.ac.uk/scmr/home.html.

TYRELL, G. W. **The Principles of petrology**. London: Methuen & Co. Ltd. 1926.

UFRGS. **Mapeamento Geológico 1: 25 000 de parte das folhas Paulo Lopes (MI2909/4) e Imbituba (2925/2), SC**. Porto Alegre: 1999 vol. 7. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

VALCÁCIO, S., N. **Pirometamorfismo provocado por intrusões básicas Cenozoicas em rochas da Bacia Potiguar, RN: Interação de dados geológicos e petrofísicos**. 2016. 55 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.

VERNON, R. H., 2004. **A Practical Guide to Rock Microstructure**. Cambridge University Press, London, p. 594.

WEINBERG, R. F.; HASALOVÁ, P. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. **Lithos**, [s.l.],

v. 212-215, p.158-188, jan. 2015.

WILSON, M. 1989. **Igneous Petrogenesis**. Londres, Chapman & Hall, p. 466.

YARDLEY, B. W. D. **Introdução à petrologia metamórfica**. 2. ed. Brasília: Editora Unb, 1988, p. 420.

ZANINI, L. F. P.; et al. 1997. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Florianópolis (Folha SH.22-Z-D-V) e Lagoa (Folha SH.22-Z-D-VI)**. CPRM, Brasília, 252p., mapas. Escala 1:100.000.